

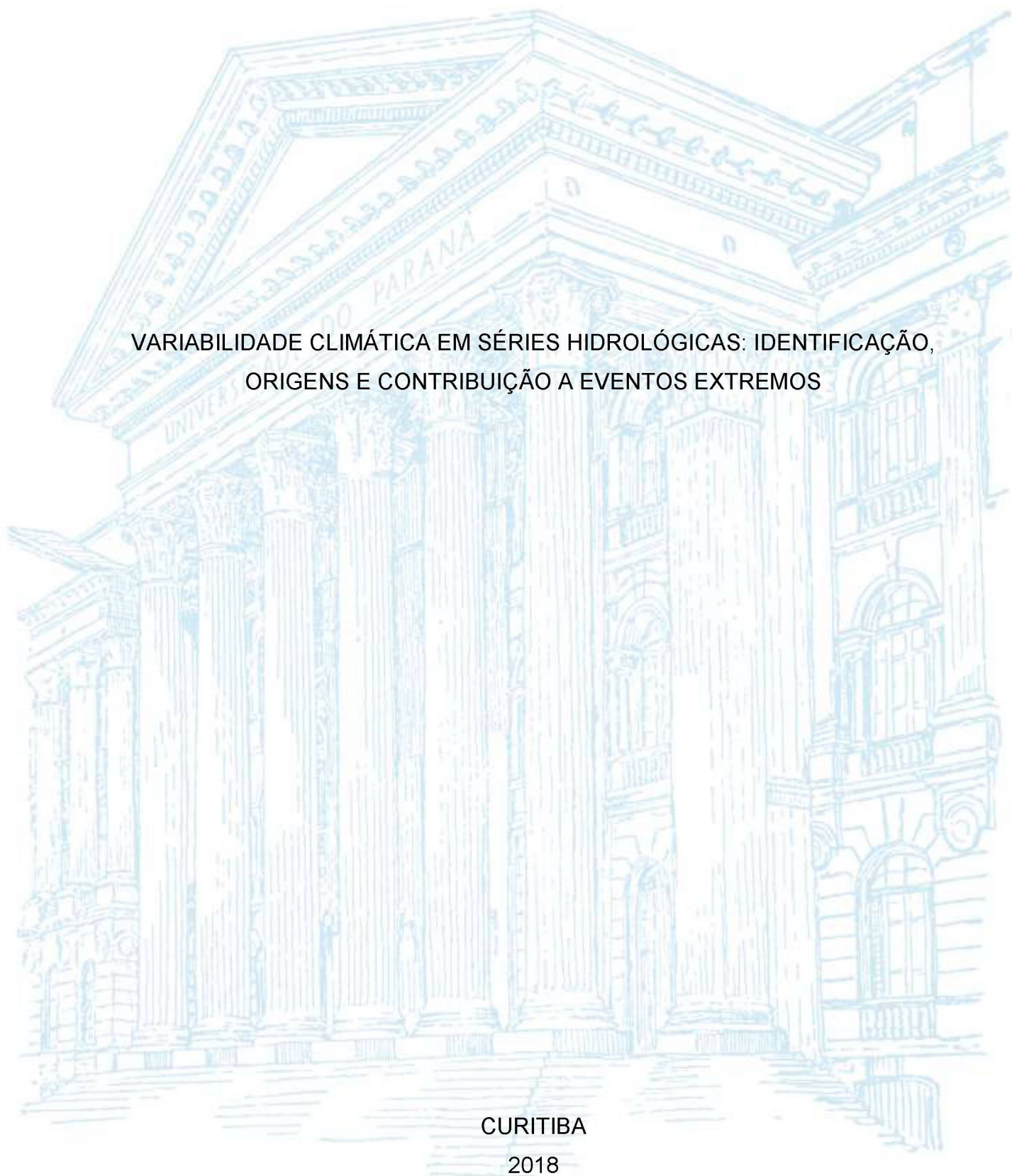
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

PAULA WESSLING DA SILVA

VARIABILIDADE CLIMÁTICA EM SÉRIES HIDROLÓGICAS: IDENTIFICAÇÃO,
ORIGENS E CONTRIBUIÇÃO A EVENTOS EXTREMOS

CURITIBA

2018



PAULA WESSLING DA SILVA

VARIABILIDADE CLIMÁTICA EM SÉRIES HIDROLÓGICAS: IDENTIFICAÇÃO,
ORIGENS E CONTRIBUIÇÃO A EVENTOS EXTREMOS

Dissertação apresentada ao curso de Pós-Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Ambiental, Setor de Ciência e Tecnologia, Universidade Federal do Paraná, como requisito parcial à obtenção do título de Mestre.

Orientadora: Profa. Dra. Alice Marlene Grimm

CURITIBA

2018

Catálogo na Fonte: Sistema de Bibliotecas, UFPR
Biblioteca de Ciência e Tecnologia

S586v Silva, Paula Wessling da

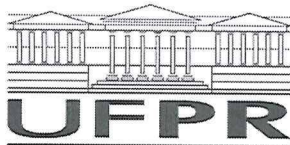
Variabilidade climática em séries hidrológicas: identificação, origens e contribuição a eventos extremos [recurso eletrônico] / Paula Wessling da Silva – Curitiba, 2018.

Dissertação (mestrado) - Programa de Pós-graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Ambiental, Setor de Ciência e Tecnologia, Universidade Federal do Paraná

Orientadora: Prof^ª. Dr^ª. Alice Marlene Grimm

1. Variação – fatores climáticos. 2. Hidrologia. I. Universidade Federal do Paraná. II. Grimm, Alice Marlene. III. Título.

CDD 613.1



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
SETOR TECNOLOGIA
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
PRÓ-REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO ENGENHARIA DE
RECURSOS HÍDRICOS E AMBIENTAL

TERMO DE APROVAÇÃO

Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em ENGENHARIA DE RECURSOS HÍDRICOS E AMBIENTAL da Universidade Federal do Paraná foram convocados para realizar a arguição da dissertação de Mestrado de **PAULA WESSLING DA SILVA** intitulada: **Variabilidade Climática em Séries Hidrológicas: Identificação, Origens e Contribuição a Eventos Extremos**, após terem inquirido a aluna e realizado a avaliação do trabalho, são de parecer pela sua APROVAÇÃO no rito de defesa.

A outorga do título de mestre está sujeita à homologação pelo colegiado, ao atendimento de todas as indicações e correções solicitadas pela banca e ao pleno atendimento das demandas regimentais do Programa de Pós-Graduação.

Curitiba, 04 de Abril de 2018.

ALICE MARLENE GRIMM

Presidente da Banca Examinadora (UFPR)

ELOY KAVISKI

Avaliador Interno (UFPR)

INGRID ILLICH MULLER

Avaliador Externo (COPEL)

DANIEL HENRIQUE MARCO DETZEL

Avaliador Interno (UFPR)

Agradecimentos

Agradeço aos meus pais, Inês Schmitz Wessling da Silva e José Damião da Silva, por serem meu alicerce em todas as empreitadas da vida que me deram, minha principal referência, fonte de coragem e amor. Agradeço a Professora e Prof^a. Dr^a. Alice Marlene Grimm por toda a orientação, pelos ensinamentos, pelo comprometimento e esforço, pelas conversas e pelo tempo, muito obrigada.

Aos meus irmãos, Alex, Henrique e Cristina, por me apoiarem e andarem à minha frente. Agradeço aos meus tios, Sônia e Venício, por me acolherem e tornarem meus primeiros passos rumo ao mestrado bem mais leves. Ao meu querido, Leandro, parceiro de vida a quem respeito e admiro, obrigada.

Sou grata também aos meus amigos, colegas da casa, colegas de trabalho, pessoas que caminharam ao meu lado, sem as quais o dia a dia ficaria sem cor. Agradeço aos membros da banca e aos professores que agregaram tanto a minha vida profissional e pessoal neste período.

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior- Brasil (CAPES).

Muito obrigada.

Resumo

São identificadas oscilações devidas a modos de variabilidade climática em séries temporais hidrológicas, sua possível origem e sua contribuição a eventos extremos. A identificação das oscilações nas séries temporais é feita por meio de um método de decomposição em modos empíricos. A versão usada do método é a *Improved Complete Ensemble Empirical Decomposition Modes with Adaptive Noise* (ICEEMDAN). Investiga-se a relação de tais modos empíricos com modos de variabilidade climática obtidos por Análise de Componentes Principais de temperatura da superfície do mar global ou caracterizados por índices climáticos dados na literatura. Os modos empíricos de vazões e precipitações e dos índices e modos de variabilidade climática são comparados e possíveis variações climáticas causadoras das oscilações nas séries hidrológicas são verificadas. Bacias hidrográficas selecionadas, constituintes da Bacia do Rio Paraná são analisadas, como exemplos da identificação do papel da variabilidade climática no comportamento de séries temporais hidrológicas, da origem desta variabilidade e da sua contribuição a eventos extremos. O modo El Niño/La Niña é o maior responsável por variações na precipitação e na vazão de todas as bacias, não apenas nas escalas interanuais, mas também decadais e nas interdecadais de menor período. Outras oscilações, como a Oscilação do Atlântico Norte, a Oscilação Interdecadal do Pacífico e a Oscilação Multidecadal do Atlântico também exibem influência significativa. Demonstra-se que os eventos extremos de cheias mais críticos possuíam contribuições positivas da maior parte dos modos, e, em algumas ocasiões, de todos. Nota-se que cenários hidrológicos de secas são essencialmente formados pela persistência de contribuições negativas de modos com variabilidade mais longa.

Palavras-chaves: Variações climáticas. Séries temporais hidrológicas. Eventos extremos.

Abstract

Oscillations associated with climate variability modes in hydrological time series are identified, as well as their possible source and their contribution to extreme events. Oscillations in time series are identified through a method of empirical modes decomposition. The Improved Complete Ensemble Empirical Decomposition Modes with Adaptive Noise (ICEEMDAN) is the used version. The relationship between these empirical modes and climate variability modes obtained from Principal Component Analysis of global sea surface temperature or characterized by climate indexes from literature is explored. Empirical modes of precipitation and river flows and of the climate variability modes are compared and possible climate oscillations causing these oscillations in the hydrological series are verified. Selected drainage basins within the Parana River Basin are analyzed, as examples of the identification of the climate variability role on the behavior of hydrological time series, of its source and its contribution to extreme events. The El Niño/La Niña climatic mode is the major responsible for variations in the precipitation and river flows in all the analyzed basins, not only in the interannual time scales, but also in the decadal scales and shorter period interdecadal time scales. Other climatic oscillations, such as the North Atlantic Oscillation, the Interdecadal Pacific Oscillation, and the Atlantic Multidecadal Oscillation also display significant influence. It is shown that the most critical extreme floods had positive contributions from most of the empirical modes associated with climate variability, and, in some occasions, from all of them. It is noticed that hydrological scenarios of drought are essentially formed by the persistent negative contributions of longer variability modes.

Key-words: Climate variations. Hydrological time series. Extreme events.

Lista de figuras

Figura 1 – Comparação entre o domínio do tempo e o domínio da frequência. A 'dispersão' de um sinal e sua transformada de Fourier são inversamente proporcionais. (a) Uma função constante no domínio do tempo corresponde a um impulso único (função Delta de Dirac) no domínio da frequência. (b,c) Conforme o comprimento de um pulso no domínio do tempo reduz, o seu espectro no domínio da frequência aumenta. (d) Um impulso no domínio do tempo, corresponde a um espectro de função constante no domínio da frequência. Fonte: MacLennan (1991).	28
Figura 2 – Bacias hidrográficas utilizadas como áreas de estudo.	30
Figura 3 – Regiões de PNM média associadas a NAO: exemplo do FEO de anomalias PNM mais importante de inverno no hemisfério Norte (Dezembro a Março) para o período de 1899-2006. As linhas contínuas são regiões de correlação positiva, e as seccionadas de correlação negativa.	34
Figura 4 – Regiões de TSM média associadas ao IPO: centros de ação usados no cálculo da TSM média. Fonte: Henley et al. (2015).	35
Figura 5 – Regiões de TSM média associadas a PDO: exemplo de fase positiva. Fonte: Adaptado de Mantua (2017).	35
Figura 6 – Regiões de TSM média associadas a AMO: exemplo de anomalias de TSM anuais no período de 1870-2015. Fonte: Adaptado de Trenberth Rong Zhang (2017).	35
Figura 7 – Modo de TSM R2 - Niño: segundo modo rotacionado de TSMs médias mensais, pontuações (esquerda) e classes fatoriais (direita)	36
Figura 8 – Modo de TSM R3 - Atlântico Sul: terceiro modo rotacionado de TSMs médias mensais, pontuações (esquerda) e classes fatoriais (direita).	36
Figura 9 – Modo de TSM R4 - AMO: quarto modo rotacionado de TSMs médias mensais, pontuações (esquerda) e classes fatoriais (direita).	37
Figura 10 – Modo de TSM R5 - IPO Norte: quinto modo rotacionado de TSMs médias mensais, pontuações (esquerda) e classes fatoriais (direita).	37
Figura 11 – Modo de TSM R7 - IPO Sul: sétimo modo rotacionado de TSMs médias mensais, pontuações (esquerda) e classes fatoriais (direita).	38
Figura 12 – Ciclos anuais da precipitação na América do Sul, apresentados em quadrículas de 2,5° em 2,5° de latitude-longitude, calculados para os anos de 1950-2005.	39
Figura 13 – Estimativa do espectro da série total (à esquerda) e da série após a remoção do ciclo anual (à direita). Caso da vazão da UHE Ilha Solteira. H_0 : espectro teórico do ruído vermelho dado pela autocorrelação de primeira ordem da série. Limites de confiança para significâncias de 5% e 1%.	40
Figura 14 – Funcionamento do EMD: a partir dos extremos locais do sinal original (1) desenham-se envoltórias (2), a curva média entre as envoltórias (3) é subtraída do sinal (4) e os procedimentos de 1 a 4 do passo a passo são repetidos até que a nova curva média seja zero em todos os pontos, quando uma quantidade suficiente de iterações é atingida, e obtém-se a primeira IMF. A primeira IMF é subtraída do sinal original e este procedimento é repetido sobre o resíduo para obtenção da próxima IMF. Este processo é finalizado quando o resíduo não puder mais ser decomposto.	44

Figura 15 – Exemplo de teste para o tamanho do conjunto ($MaxIter$) com série sintética de 600 termos, feita da soma de funções senos com periodicidades de 3, 4, 6 e 12 meses e 4, 8, 20 e 45 anos. São testados dos valores de 10, 50 (painel superior), 100 e 200 (painel inferior).	49
Figura 16 – Exemplo de teste para o tamanho do conjunto (I) com série sintética de 600 termos, feita da soma de funções senos com periodicidades de 3, 4, 6 e 12 meses e 4, 8, 20 e 45 anos. São testados dos valores de 50, 250 (painel superior), 500 e 800 (painel inferior).	50
Figura 17 – Exemplo do teste para o desvio padrão do ruído (β_0): caso da Vazão de Corrientes (sem ciclo anual). São testados dos valores de 2, 0,2 (painel superior), 0,02 e 0,002 (painel inferior).	51
Figura 18 – Exemplo de série real para teste do desvio padrão do ruído (β_0): caso da série de vazão de Corrientes. Série total (à esquerda) e espectro da série total sem ciclo anual (à direita) com principais ciclos observados anotados em azul, em anos. . . .	52
Figura 19 – Exemplo do teste de lag -máximo para os valores de $N/2$, $N/5$, $N/10$ e $N/20$, caso da Vazão de Corrientes.	54
Figura 20 – Espectros teóricos: ruído branco (autocorrelação de primeira ordem, φ , é nula) como uma linha reta, pois todas as frequências têm a mesma energia; ruído vermelho ($\varphi > 0$) como uma curva em que frequências menores têm maior energia; ruído azul ($\varphi < 0$) como uma curva em que frequências maiores tem maior energia. Fonte: adaptado de Wilks (2011).	55
Figura 21 – FAC da IMF.4 da vazão de Corrientes (à esquerda) e FACP da IMF.4 da vazão de Corrientes (à direita).	57
Figura 22 – Fluxograma do teste de significância para correlações com IMFs.	57
Figura 23 – Bacia hidrográfica do Rio Paraná-Prata: estações fluviométricas (círculos) e usinas hidrelétricas (triângulos).	61
Figura 24 – (Esquerda) Primeiro modo não rotacionado de variabilidade total; (Centro e Direita) Primeiro e terceiro modos rotacionados de variabilidade total, relacionados com o primeiro modo não rotacionado. Acima as classes fatoriais e abaixo as pontuações. O primeiro modo não rotacionado apresenta duas áreas de comportamentos opostos. Já os correspondentes modos rotacionados enfocam a área no nordeste da bacia hidrográfica do Rio Paraná.	63
Figura 25 – (Esquerda) Primeiro modo não rotacionado de variabilidade interdecadal; (Centro e Direita) Primeiro e sétimo modos rotacionados de variabilidade interdecadal, relacionados com o primeiro modo não rotacionado. Acima as classes fatoriais e abaixo as pontuações. O primeiro modo não rotacionado interdecadal apresenta duas áreas de comportamentos opostos, semelhantes àquelas observadas no primeiro modo não rotacionado de variabilidade total da Figura 24 (à esquerda). Já os correspondentes modos rotacionados enfocam novamente a área no nordeste da bacia hidrográfica do Rio Paraná.	64
Figura 26 – (Esquerda) Primeiro modo não rotacionado de variabilidade total; (Centro e Direita) Quarto e quinto modos rotacionados de variabilidade total, relacionados com o primeiro modo não rotacionado. Acima as classes fatoriais e abaixo as pontuações. O primeiro modo não rotacionado apresenta duas áreas de comportamentos opostos. Já os correspondentes modos rotacionados enfocam a área no sudoeste da bacia hidrográfica do Rio Paraná.	65

Figura 27 – (Esquerda) Primeiro modo não rotacionado de variabilidade interdecadal; (Centro e Direita) Segundo e quarto modos rotacionados de variabilidade interdecadal, relacionados com o primeiro modo não rotacionado. Acima as classes fatoriais e abaixo as pontuações. O primeiro modo não rotacionado interdecadal apresenta duas áreas de comportamentos opostos, semelhantes àquelas observadas no primeiro modo não rotacionado de variabilidade total da Figura 26 (à esquerda). Já os correspondentes modos rotacionados enfocam novamente a área no sudoeste da bacia hidrográfica do rio Paraná.	66
Figura 28 – Áreas de Estudo na Bacia hidrográfica do Rio Paraná.	67
Figura 29 – Ciclos anuais nas áreas de estudo: Precipitação (à esquerda) e Vazão (à direita). . .	68
Figura 30 – Niño 3.4: Série total (painel superior esquerdo), séries de IMFs extraídas (painéis inferiores à esquerda), DEP da série total (painel superior direito), DEPs das IMFs (painéis inferiores à direita). A variância explicada por cada IMF é informada entre parênteses junto ao seu nome; as IMFs possuem a mesma unidade da série total. Na DEP da série são mostrados os limites de confiança unilaterais para $\alpha = 5\%$ e $\alpha = 1\%$. Nas DEPs das IMFs são informados entre parênteses os períodos de maior destaque (em anos).	72
Figura 31 – PDO: Série total (painel superior esquerdo), séries de IMFs (painéis inferiores à esquerda), DEP da série total (painel superior direito), DEPs das IMFs (painéis inferiores à direita). A variância explicada por cada IMF é informada entre parênteses junto ao seu nome; as IMFs possuem a mesma unidade da série total. Na DEP da série são mostrados os limites de confiança unilaterais para $\alpha = 5\%$ e $\alpha = 1\%$. Nas DEPs das IMFs são informados entre parênteses os períodos de maior destaque (em anos). 74	
Figura 32 – IPO: Série total (painel superior esquerdo), séries de IMFs (painéis inferiores à esquerda), DEP da série total (painel superior direito), DEPs das IMFs (painéis inferiores à direita). A variância explicada por cada IMF é informada entre parênteses junto ao seu nome; as IMFs possuem a mesma unidade da série total. Na DEP da série são mostrados os limites de confiança unilaterais para $\alpha = 5\%$ e $\alpha = 1\%$. Nas DEPs das IMFs são informados entre parênteses os períodos de maior destaque (em anos). 76	
Figura 33 – AMO: Série total (painel superior esquerdo), séries de IMFs (painéis inferiores à esquerda), DEP da série total (painel superior direito), DEPs das IMFs (painéis inferiores à direita). A variância explicada por cada IMF é informada entre parênteses junto ao seu nome; as IMFs possuem a mesma unidade da série total. Na DEP da série são mostrados os limites de confiança unilaterais para $\alpha = 5\%$ e $\alpha = 1\%$. Nas DEPs das IMFs são informados entre parênteses os períodos de maior destaque (em anos).	78
Figura 34 – NAO PC: Série total (painel superior esquerdo), séries de IMFs (painéis inferiores à esquerda), DEP da série total (painel superior direito), DEPs das IMFs (painéis inferiores à direita). A variância explicada por cada IMF é informada entre parênteses junto ao seu nome; as IMFs possuem a mesma unidade da série total. Na DEP da série são mostrados os limites de confiança unilaterais para $\alpha = 5\%$ e $\alpha = 1\%$. Nas DEPs das IMFs são informados entre parênteses os períodos de maior destaque (em anos).	80

- Figura 35 – Modo de TSM R2 - Niño: Série total (painel superior esquerdo), séries de IMFs (painéis inferiores à esquerda), DEP da série total (painel superior direito), DEPs das IMFs (painéis inferiores à direita). A variância explicada por cada IMF é informada entre parênteses junto ao seu nome; as IMFs possuem a mesma unidade da série total. Na DEP da série são mostrados os limites de confiança unilaterais para $\alpha = 5\%$ e $\alpha = 1\%$. Nas DEPs das IMFs são informados entre parênteses os períodos de maior destaque (em anos). 82
- Figura 36 – Modo de TSM R3 - Atlântico Tropical Sul: Série total (painel superior esquerdo), séries de IMFs (painéis inferiores à esquerda), DEP da série total (painel superior direito), DEPs das IMFs (painéis inferiores à direita). A variância explicada por cada IMF é informada entre parênteses junto ao seu nome; as IMFs possuem a mesma unidade da série total. Na DEP da série são mostrados os limites de confiança unilaterais para $\alpha = 5\%$ e $\alpha = 1\%$. Nas DEPs das IMFs são informados entre parênteses os períodos de maior destaque (em anos). 84
- Figura 37 – Modo de TSM R4 - AMO: Série total (painel superior esquerdo), séries de IMFs (painéis inferiores à esquerda), DEP da série total (painel superior direito), DEPs das IMFs (painéis inferiores à direita). A variância explicada por cada IMF é informada entre parênteses junto ao seu nome; as IMFs possuem a mesma unidade da série total. Na DEP da série são mostrados os limites de confiança unilaterais para $\alpha = 5\%$ e $\alpha = 1\%$. Nas DEPs das IMFs são informados entre parênteses os períodos de maior destaque (em anos). 86
- Figura 38 – Modo de TSM R5 - IPO Norte: Série total (painel superior esquerdo), séries de IMFs (painéis inferiores à esquerda), DEP da série total (painel superior direito), DEPs das IMFs (painéis inferiores à direita). A variância explicada por cada IMF é informada entre parênteses junto ao seu nome; as IMFs possuem a mesma unidade da série total. Na DEP da série são mostrados os limites de confiança unilaterais para $\alpha = 5\%$ e $\alpha = 1\%$. Nas DEPs das IMFs são informados entre parênteses os períodos de maior destaque (em anos). 88
- Figura 39 – Modo de TSM R7 - IPO Sul: Série total (painel superior esquerdo), séries de IMFs (painéis inferiores à esquerda), DEP da série total (painel superior direito), DEPs das IMFs (painéis inferiores à direita). A variância explicada por cada IMF é informada entre parênteses junto ao seu nome; as IMFs possuem a mesma unidade da série total. Na DEP da série são mostrados os limites de confiança unilaterais para $\alpha = 5\%$ e $\alpha = 1\%$. Nas DEPs das IMFs são informados entre parênteses os períodos de maior destaque (em anos). 89
- Figura 40 – Bacia do Paranaíba/Grande - Precipitação: Série total (painel superior esquerdo), séries de IMFs (painéis inferiores à esquerda), DEP da série total sem ciclo anual (painel superior direito), DEPs das IMFs (painéis inferiores à direita). A variância explicada por cada IMF é informada entre parênteses junto ao seu nome; as IMFs possuem a mesma unidade da série total. Na DEP da série são mostrados os limites de confiança unilaterais para $\alpha = 5\%$ e $\alpha = 1\%$. Nas DEPs das IMFs são informados entre parênteses os períodos de maior destaque (em anos). Nos painéis esquerdos, os pontos azuis (ou vermelhos) são extremos máximos (ou mínimos) selecionados para discussão das contribuições (item 5.4), as datas de referência são informadas no painel da série total. 91

Figura 41 – Bacia do Paranaíba/Grande - Precipitação: Comparação da IMF5 da precipitação de 4-5 anos, com as IMFs 5 e 4+5 do modo de TSM Niño, de mesma escala temporal. Modos normalizados pelo próprio desvio padrão, com defasagens verticais de poucas unidades para evitar sua sobreposição.	94
Figura 42 – Bacia do Paranaíba/Grande - Precipitação: Comparação da IMF6 da precipitação de 8-9 anos, com a IMF 6 do modo de TSM Niño, de escala temporal semelhante. Modos normalizados pelo próprio desvio padrão, com defasagens verticais de poucas unidades para evitar sua sobreposição.	95
Figura 43 – Bacia do Paranaíba/Grande - Vazão: Série total (painel superior esquerdo), séries de IMFs (painéis inferiores à esquerda), DEP da série total sem ciclo anual (painel superior direito), DEPs das IMFs (painéis inferiores à direita). A variância explicada por cada IMF é informada entre parênteses junto ao seu nome; as IMFs possuem a mesma unidade da série total. Na DEP da série são mostrados os limites de confiança unilaterais para $\alpha = 5\%$ e $\alpha = 1\%$. Nas DEPs das IMFs são informados entre parênteses os períodos de maior destaque (em anos). Nos painéis esquerdos, os pontos azuis (ou vermelhos) são extremos máximos (ou mínimos) selecionados para discussão das contribuições (item 5.4), as datas de referência são informadas no painel da série total.	97
Figura 44 – Bacia do Paranaíba/Grande - Vazão: Comparação da IMF5 da vazão de 3-6 anos, com a IMF 5 do modo de TSM Niño, de escala temporal semelhante. Modos normalizados pelo próprio desvio padrão, com defasagens verticais de poucas unidades para evitar sua sobreposição.	100
Figura 45 – Bacia do Paranaíba/Grande - Vazão: Comparação da IMF6 da vazão de 8-9 anos, com as IMFs 6 do modo de TSM Niño e do índice IPO, de escala temporal semelhante. Modos normalizados pelo próprio desvio padrão, com defasagens verticais de poucas unidades para evitar sua sobreposição.	100
Figura 46 – Bacia do Paranaíba/Grande - Vazão: Comparação da IMF7 da vazão de 18-20 anos, com as IMFs 7 do índice IPO, e do índice NAO_{PC} , de escala temporal semelhante. Modos normalizados pelo próprio desvio padrão, com defasagens verticais de poucas unidades para evitar sua sobreposição.	100
Figura 47 – Bacia do Paranaíba/Grande - Vazão: Comparação da IMF9 da vazão de 70 anos, com as IMFs 9 e 8+9 do índice AMO, de escala temporal semelhante. Modos normalizados pelo próprio desvio padrão, com defasagens verticais de poucas unidades para evitar sua sobreposição. Um fator de (-1) foi aplicado a estes dois últimos modos devido à correlação negativa.	100
Figura 48 – Bacia do Iguaçu - Precipitação: Série total (painel superior esquerdo), séries de IMFs (painéis inferiores à esquerda), DEP da série total sem ciclo anual (painel superior direito), DEPs das IMFs (painéis inferiores à direita). A variância explicada por cada IMF é informada entre parênteses junto ao seu nome; as IMFs possuem a mesma unidade da série total. Na DEP da série são mostrados os limites de confiança unilaterais para $\alpha = 5\%$ e $\alpha = 1\%$. Nas DEPs das IMFs são informados entre parênteses os períodos de maior destaque (em anos). Nos painéis esquerdos, os pontos azuis (ou vermelhos) são extremos máximos (ou mínimos) selecionados para discussão das contribuições (item 5.4), as datas de referência são informadas no painel da série total.	102

- Figura 49 – Bacia do Iguaçu - Precipitação: Comparação das IMFs 4 (acima) e das IMFs 5 (abaixo) da precipitação e do modo de TSM Niño na escala temporal de 3-4 e 3-6 anos, respectivamente. Modos normalizados pelo próprio desvio padrão, com defasagens verticais de poucas unidades para evitar sua sobreposição. 105
- Figura 50 – Bacia do Iguaçu - Precipitação: Comparação das IMFs 6 (acima) e das IMFs 7 (abaixo) da precipitação, do modo de TSM Niño, do modo de TSM IPO Sul e do índice NAO_{PC} , na escala temporal de 8-9 e 10-20 anos, respectivamente. Modos normalizados pelo próprio desvio padrão, com defasagens verticais de poucas unidades para evitar sua sobreposição. Um fator de (-1) foi aplicado a IMF7 do índice NAO_{PC} 105
- Figura 51 – Bacia do Iguaçu - Precipitação: Comparação das IMFs 8 da precipitação, do modo de TSM AMO, e do índice NAO_{PC} , e também da IMF8+9 do modo de TSM ATS, todas na escala temporal superior a 30 anos. Modos normalizados pelo próprio desvio padrão, com defasagens verticais de poucas unidades para evitar sua sobreposição. Um fator de (-1) foi aplicado a IMF8 do modo de TSM AMO devido à correlação negativa. 105
- Figura 52 – Bacia do Iguaçu - Vazão: Série total (painel superior esquerdo), séries de IMFs (painéis inferiores à esquerda), DEP da série total sem ciclo anual (painel superior direito), DEPs das IMFs (painéis inferiores à direita). A variância explicada por cada IMF é informada entre parênteses junto ao seu nome; as IMFs possuem a mesma unidade da série total. Na DEP da série são mostrados os limites de confiança unilaterais para $\alpha = 5\%$ e $\alpha = 1\%$. Nas DEPs das IMFs são informados entre parênteses os períodos de maior destaque (em anos). Nos painéis esquerdos, os pontos azuis (ou vermelhos) são extremos máximos (ou mínimos) selecionados para discussão das contribuições (item 5.4), as datas de referência são informadas no painel da série total. 107
- Figura 53 – Bacia do Iguaçu - Vazão: Comparação das IMFs 5 da vazão e do modo de TSM Niño, na escala temporal de 3-6 anos. Modos normalizados pelo próprio desvio padrão, com defasagens verticais de poucas unidades para evitar sua sobreposição. 110
- Figura 54 – Bacia do Iguaçu - Vazão: Comparação das IMFs 6 da vazão, dos modos de TSM Niño, IPO Norte e Sul e do índice NAO_{PC} , na escala temporal de 8-9 anos. Modos normalizados pelo próprio desvio padrão, com defasagens verticais de poucas unidades para evitar sua sobreposição. 110
- Figura 55 – Bacia do Iguaçu - Vazão: Comparação das IMFs 7 da vazão, do modo de TSM Niño e do índice NAO_{PC} , na escala temporal de 13-15 anos. Modos normalizados pelo próprio desvio padrão, com defasagens verticais de poucas unidades para evitar sua sobreposição. Um fator de (-1) foi aplicado a IMF7 do índice NAO_{PC} devido à correlação negativa. 110
- Figura 56 – Bacia do Iguaçu - Vazão: Comparação das IMFs 8+9 da vazão, com as IMFs 9 do modo de TSM AMO e do índice AMO, na escala temporal superior a 50 anos. Modos normalizados pelo próprio desvio padrão, com defasagens verticais de poucas unidades para evitar sua sobreposição. Um fator de (-1) foi aplicado às IMFs do modo de TSM AMO e do índice AMO devido à correlação negativa. 110

Figura 57 – Bacia de Posadas - Precipitação: Série total (painel superior esquerdo), séries de IMFs (painéis inferiores à esquerda), DEP da série total sem ciclo anual (painel superior direito), DEPs das IMFs (painéis inferiores à direita). A variância explicada por cada IMF é informada entre parênteses junto ao seu nome; as IMFs possuem a mesma unidade da série total. Na DEP da série são mostrados os limites de confiança unilaterais para $\alpha = 5\%$ e $\alpha = 1\%$. Nas DEPs das IMFs são informados entre parênteses os períodos de maior destaque (em anos). Nos painéis esquerdos, os pontos azuis (ou vermelhos) são extremos máximos (ou mínimos) selecionados para discussão das contribuições (item 5.4), as datas de referência são informadas no painel da série total.	112
Figura 58 – Bacia de Posadas - Precipitação: Comparação da IMF5 da precipitação, com as IMFs 5 e 4+5 do modo de TSM Niño, na escala temporal de 3-6 anos. Modos normalizados pelo próprio desvio padrão, com defasagens verticais de poucas unidades para evitar sua sobreposição.	115
Figura 59 – Bacia de Posadas - Precipitação: Comparação da IMFs 6 da precipitação, do modo de TSM Niño, e do índice NAO_{PC} , na escala temporal de 8-9 anos. Modos normalizados pelo próprio desvio padrão, com defasagens verticais de poucas unidades para evitar sua sobreposição.	115
Figura 60 – Bacia de Posadas - Precipitação: Comparação da IMFs 7 da precipitação, do modo de TSM Niño, e do índice NAO_{PC} , na escala temporal de 12-20 anos. Modos normalizados pelo próprio desvio padrão, com defasagens verticais de poucas unidades para evitar sua sobreposição.	115
Figura 61 – Bacia de Posadas - Precipitação: Comparação da IMFs 8 da precipitação com do índice PDO e do modo de TSM AMO, e com as IMFs 9 do índice Niño3.4 e do índice AMO. Modos normalizados pelo próprio desvio padrão, com defasagens verticais de poucas unidades para evitar sua sobreposição. Um fator de (-1) foi aplicado às IMFs do modo de TSM e do índice que representam a AMO, devido às correlações negativas.	115
Figura 62 – Bacia de Posadas - Vazão: Série total (painel superior esquerdo), séries de IMFs (painéis inferiores à esquerda), DEP da série total sem ciclo anual (painel superior direito), DEPs das IMFs (painéis inferiores à direita). A variância explicada por cada IMF é informada entre parênteses junto ao seu nome; as IMFs possuem a mesma unidade da série total. Na DEP da série são mostrados os limites de confiança unilaterais para $\alpha = 5\%$ e $\alpha = 1\%$. Nas DEPs das IMFs são informados entre parênteses os períodos de maior destaque (em anos). Nos painéis esquerdos, os pontos azuis (ou vermelhos) são extremos máximos (ou mínimos) selecionados para discussão das contribuições (item 5.4), as datas de referência são informadas no painel da série total.	117
Figura 63 – Bacia de Posadas - Vazão: Comparação da IMFs 4 da vazão e do modo de TSM Niño, na escala QB. Modos normalizados pelo próprio desvio padrão, com defasagens verticais de poucas unidades para evitar sua sobreposição.	120
Figura 64 – Bacia de Posadas - Vazão: Comparação da IMFs 5 da vazão, do modo de TSM Niño e do índice IPO, na escala de 3-6 anos. Modos normalizados pelo próprio desvio padrão, com defasagens verticais de poucas unidades para evitar sua sobreposição.	120
Figura 65 – Bacia de Posadas - Vazão: Comparação da IMFs 6 da vazão, do modo de TSM Niño e do índice NAO_{PC} , na escala de 8-9 anos. Modos normalizados pelo próprio desvio padrão, com defasagens verticais de poucas unidades para evitar sua sobreposição.	120

- Figura 66 – Bacia de Posadas - Vazão: Comparação da IMFs 8 da vazão, dos índices NAO_{PC} e PDO, do modo de TSM AMO, e da IMF9 do índice IPO, na escala superior a 50 anos. Modos normalizados pelo próprio desvio padrão, com defasagens verticais de poucas unidades para evitar sua sobreposição. Um fator de (-1) foi aplicado à IMF8 do modo de TSM AMO, devido à correlação negativa. 120
- Figura 67 – Bacia do Paraguai - Precipitação: Série total (painel superior esquerdo), séries de IMFs (painéis inferiores à esquerda), DEP da série total sem ciclo anual (painel superior direito), DEPs das IMFs (painéis inferiores à direita). A variância explicada por cada IMF é informada entre parênteses junto ao seu nome; as IMFs possuem a mesma unidade da série total. Na DEP da série são mostrados os limites de confiança unilaterais para $\alpha = 5\%$ e $\alpha = 1\%$. Nas DEPs das IMFs são informados entre parênteses os períodos de maior destaque (em anos). Nos painéis esquerdos, os pontos azuis (ou vermelhos) são extremos máximos (ou mínimos) selecionados para discussão das contribuições (item 5.4), as datas de referência são informadas no painel da série total. 122
- Figura 68 – Bacia de Paraguai - Precipitação: Comparação das IMFs 5 da precipitação, do modo de TSM Niño, e do índice Niño3.4, na escala temporal de 4-6 anos. Modos normalizados pelo próprio desvio padrão, com defasagens verticais de poucas unidades para evitar sua sobreposição. 125
- Figura 69 – Bacia de Paraguai - Precipitação: Comparação das IMFs 6 da precipitação, do modo de TSM Niño, e do índice Niño3.4, e do índice IPO, em torno de 8 anos. Modos normalizados pelo próprio desvio padrão, com defasagens verticais de poucas unidades para evitar sua sobreposição. 125
- Figura 70 – Bacia do Paraguai - Vazão: Série total (painel superior esquerdo), séries de IMFs (painéis inferiores à esquerda), DEP da série total sem ciclo anual (painel superior direito), DEPs das IMFs (painéis inferiores à direita). A variância explicada por cada IMF é informada entre parênteses junto ao seu nome; as IMFs possuem a mesma unidade da série total. Na DEP da série são mostrados os limites de confiança unilaterais para $\alpha = 5\%$ e $\alpha = 1\%$. Nas DEPs das IMFs são informados entre parênteses os períodos de maior destaque (em anos). Nos painéis esquerdos, os pontos azuis (ou vermelhos) são extremos máximos (ou mínimos) selecionados para discussão das contribuições (item 5.4), as datas de referência são informadas no painel da série total. 126
- Figura 71 – Bacia de Corrientes - Precipitação: Série total (painel superior esquerdo), séries de IMFs (painéis inferiores à esquerda), DEP da série total sem ciclo anual (painel superior direito), DEPs das IMFs (painéis inferiores à direita). A variância explicada por cada IMF é informada entre parênteses junto ao seu nome; as IMFs possuem a mesma unidade da série total. Na DEP da série são mostrados os limites de confiança unilaterais para $\alpha = 5\%$ e $\alpha = 1\%$. Nas DEPs das IMFs são informados entre parênteses os períodos de maior destaque (em anos). Nos painéis esquerdos, os pontos azuis (ou vermelhos) são extremos máximos (ou mínimos) selecionados para discussão das contribuições (item 5.4), as datas de referência são informadas no painel da série total. 130

Figura 72 – Bacia de Corrientes - Precipitação: Comparação das IMFs 8 da precipitação, do índice PDO e do modo de TSM AMO, na escala interdecadal de 30-50 anos. Modos normalizados pelo próprio desvio padrão, com defasagens verticais de poucas unidades para evitar sua sobreposição. Um fator de (-1) foi aplicado a este último modo devido à correlação negativa.	133
Figura 73 – Bacia de Corrientes - Vazão: Série total (painel superior esquerdo), séries de IMFs (painéis inferiores à esquerda), DEP da série total sem ciclo anual (painel superior direito), DEPs das IMFs (painéis inferiores à direita). A variância explicada por cada IMF é informada entre parênteses junto ao seu nome; as IMFs possuem a mesma unidade da série total. Na DEP da série são mostrados os limites de confiança unilaterais para $\alpha = 5\%$ e $\alpha = 1\%$. Nas DEPs das IMFs são informados entre parênteses os períodos de maior destaque (em anos). Nos painéis esquerdos, os pontos azuis (ou vermelhos) são extremos máximos (ou mínimos) selecionados para discussão das contribuições (item 5.4), as datas de referência são informadas no painel da série total.	134
Figura 74 – Bacia de Corrientes - Vazão: Comparação das IMFs 4 da vazão, do modo de TSM Niño e do índice IPO, na escala QB. Modos normalizados pelo próprio desvio padrão, com defasagens verticais de poucas unidades para evitar sua sobreposição.	137
Figura 75 – Bacia de Corrientes - Vazão: Comparação das IMFs 5 da vazão, do modo de TSM Niño e do índice IPO, na escala interanual de 3-6 anos. Modos normalizados pelo próprio desvio padrão, com defasagens verticais de poucas unidades para evitar sua sobreposição.	137
Figura 76 – Bacia de Corrientes - Vazão: Comparação das IMFs 5 da vazão, do modo de TSM Niño e do índice NAO_{PC} , na escala interanual de 7-9 anos. Modos normalizados pelo próprio desvio padrão, com defasagens verticais de poucas unidades para evitar sua sobreposição.	137
Figura 77 – Bacia de Corrientes - Vazão: Comparação das IMFs 8 da vazão, do modo de TSM AMO e do índice NAO_{PC} , na escala interdecadal de 30-50 anos. Modos normalizados pelo próprio desvio padrão, com defasagens verticais de poucas unidades para evitar sua sobreposição. Um fator de (-1) foi aplicado ao modo de TSM AMO devido à correlação negativa.	138
Figura 78 – Bacia de Corrientes - Vazão: Comparação das IMFs 9 da vazão, e dos índices IPO e AMO, na escala interdecadal de 70-80 anos. Modos normalizados pelo próprio desvio padrão, com defasagens verticais de poucas unidades para evitar sua sobreposição. Um fator de (-1) foi aplicado a este último modo devido à correlação negativa.	138
Figura 79 – Tendências nas séries de índices climáticos (painel superior esquerdo), modos de TSM (painel superior direito), precipitação (painel inferior esquerdo) e vazão (painel inferior direito).	143
Figura 80 – Extremos máximos de Precipitação na Bacia do Paranaíba/Grande: contribuições das IMFs para cada evento.	146
Figura 81 – Painel superior: anomalias de TSM em novembro de 2002; painéis inferiores: anomalias de precipitação em novembro de 2002 (esquerda) e janeiro de 2003 (direita). Fonte: CPTEC.	147
Figura 82 – Extremos máximos de Vazão na Bacia do Paranaíba/Grande: contribuições das IMFs para cada evento.	148
Figura 83 – Extremos máximos de Precipitação na Bacia do Iguaçu: contribuições das IMFs para cada evento.	148

Figura 84 – Extremos máximos de Vazão na Bacia do Iguaçu:	
contribuições das IMFs para cada evento.	149
Figura 85 – Extremos máximos de Precipitação na Bacia de Posadas:	
contribuições das IMFs para cada evento.	149
Figura 86 – Extremos máximos de Vazão na Bacia de Posadas:	
contribuições das IMFs para cada evento.	150
Figura 87 – Extremos máximos de Precipitação na Bacia do Paraguai:	
contribuições das IMFs para cada evento.	150
Figura 88 – Extremos máximos de Vazão na Bacia do Paraguai:	
contribuições das IMFs para cada evento.	151
Figura 89 – Extremos máximos de Precipitação na Bacia de Corrientes:	
contribuições das IMFs para cada evento.	151
Figura 90 – Extremos máximos de Vazão na Bacia de Corrientes:	
contribuições das IMFs para cada evento.	152
Figura 91 – Extremos mínimos de Vazão nas áreas de estudo: contribuições,	
em cada área, das IMFs para cada evento.	153

Lista de tabelas

Tabela 1 – Estações Fluviométricas	31
Tabela 2 – Falhas ao mês nas estações fluviométricas.	32
Tabela 3 – Índices de Oscilações Climáticas	34
Tabela 4 – Pesos do Filtro Gaussiano	41
Tabela 5 – Fatores para seleção de extremos	58
Tabela 6 – Bacia do Paranaíba/Grande - Correlações entre Precipitação e Índices, e suas IMFs.	92
Tabela 7 – Bacia do Paranaíba/Grande - Correlações entre Precipitação e Modos de TSM, e suas IMFs.	93
Tabela 8 – Bacia do Paranaíba/Grande - Correlações entre Vazão e Índices, e suas IMFs.	98
Tabela 9 – Bacia do Paranaíba/Grande - Correlações entre Vazão e Modos de TSM, e suas IMFs.	99
Tabela 10 – Bacia do Iguaçu - Correlações entre Precipitação e Índices, e suas IMFs.	103
Tabela 11 – Bacia do Iguaçu - Correlações entre Precipitação e Modos de TSM, e suas IMFs.	104
Tabela 12 – Bacia do Iguaçu - Correlações entre Vazão e Índices, e suas IMFs.	108
Tabela 13 – Bacia do Iguaçu - Correlações entre Vazão e Modos de TSM, e suas IMFs.	109
Tabela 14 – Bacia de Posadas - Correlações entre Precipitação e Índices, e suas IMFs.	113
Tabela 15 – Bacia de Posadas - Correlações entre Precipitação e Modos de TSM, e suas IMFs.	114
Tabela 16 – Bacia de Posadas - Correlações entre Vazão e Índices, e suas IMFs.	118
Tabela 17 – Bacia de Posadas - Correlações entre Vazão e Modos de TSM, e suas IMFs.	119
Tabela 18 – Bacia do Paraguai - Correlações entre Precipitação e Índices, e suas IMFs.	123
Tabela 19 – Bacia do Paraguai - Correlações entre Precipitação e Modos de TSM, e suas IMFs.	124
Tabela 20 – Bacia do Paraguai - Correlações entre Vazão e Índices, e suas IMFs.	127
Tabela 21 – Bacia do Paraguai - Correlações entre Vazão e Modos de TSM, e suas IMFs.	128
Tabela 22 – Bacia de Corrientes - Correlações entre Precipitação e Índices, e suas IMFs.	131
Tabela 23 – Bacia de Corrientes - Correlações entre Precipitação e Modos de TSM, e suas IMFs.	132
Tabela 24 – Bacia de Corrientes - Correlações entre Vazão e Índices, e suas IMFs.	135
Tabela 25 – Bacia de Corrientes - Correlações entre Vazão e Modos de TSM, e suas IMFs.	136
Tabela 26 – Modos e índices climáticos mais relacionados com as diversas IMFs de períodos maiores que 1 ano da precipitação na Bacia do Paraná.	139
Tabela 27 – Modos e índices climáticos mais relacionados com as diversas IMFs de períodos maiores que 1 ano das vazões na Bacia do Paraná.	140

Lista de abreviaturas e siglas

Órgãos e outros

ANA	Agência Nacional de Águas
CPC	<i>Climate Prediction Center</i> , Centro de Previsão do Clima
ESRL	<i>Earth System Research Laboratory</i> , Laboratório de Pesquisas do Sistema Terrestre
JISAO	<i>Joint Institute for the Study of the Atmosphere and Ocean</i> , Instituto Conjunto de Estudos Atmosféricos e Oceânicos
LABMET	Laboratório de Meteorologia do Departamento de Física da Universidade Federal do Paraná
NCAR	<i>National Center for Atmospheric Research</i> , Centro Nacional de Pesquisas Atmosféricas
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i> , Administração Nacional Oceânica e Atmosférica

Estações e conjuntos de dados

LAB50	Conjunto de dados do Laboratório de Meteorologia da UFPR, período de 1950-2010
SRTM	<i>Shuttle Radar Topography Mission</i> , Missão Topográfica Radar Shuttle

Oscilações e Índices

AMO	<i>Atlantic Multidecadal Oscillation</i> , índice da Oscilação multidecadal do Atlântico
ENSO	<i>El Niño-Southern Oscillation</i> , El Niño-Oscilação Sul
EN/LN	El Niño-La Niña
IPO	<i>interdecadal Pacific Oscillation index</i> , índice da Oscilação interdecadal do Pacífico
IPO/TPI	<i>Tripole index for the interdecadal Pacific Oscillation</i> , índice tripólo da Oscilação interdecadal do Pacífico
NAO _{PC}	<i>North Atlantic Oscillation index PC-based</i> , índice da Oscilação do Atlântico Norte baseado no componente principal
Niño3.4	Índice de temperatura da superfície do mar na região El Niño 3.4
OAN	Oscilação do Atlântico Norte
ODP	Oscilação Decadal do Pacífico
OIP	Oscilação Interdecadal do Pacífico
OMA	Oscilação Multidecadal do Atlântico
OBQ	Oscilação Quase-Bianual
PDO	<i>Pacific Decadal Oscillation index</i> , índice da Oscilação decadal do Pacífico

PNM	Pressão ao nível do mar
PSA	<i>Pacific–South American</i> , teleconexão atmosférica Pacífico-América do Sul
QB	Quase-bianual
SOI	<i>Southern Oscillation index</i> , índice da Oscilação Sul
TSM	Temperatura da superfície do mar

Métodos e termos relacionados

AR(1)	Processo autorregressivo de primeira ordem
ACP	Análise de componentes principais
ACC	Análise de correlações canônicas
CEEMDAN	<i>Complete ensemble empirical mode decomposition with adaptive noise</i> , decomposição completa em modos empíricos por conjunto com ruído adaptativo
DEP	Densidade Espectral de Potências
EEMD	<i>Ensemble empirical mode decomposition</i> , decomposição em modos empíricos por conjunto
EMD	<i>Empirical mode decomposition</i> , decomposição em modos empíricos
FEO	Funções empíricas ortogonais
ICEEMDAN	<i>Improved complete ensemble empirical mode decomposition with adaptive noise</i> , decomposição aperfeiçoada e completa em modos empíricos por conjunto com ruído adaptativo
IMF	<i>Intrinsic mode functions</i> , funções de modo intrínseco
NS	Nível de significância
PC	<i>Principal Component</i> , componente principal
PPO	Padrões principais de oscilação
FEOR	Funções empíricas ortogonais rotacionadas

Sumário

1	Introdução	23
1.1	Justificativa	24
1.2	Hipóteses	24
1.3	Objetivos	25
1.3.1	Objetivo geral	25
1.3.2	Objetivos específicos	25
1.4	Estrutura do trabalho	25
2	Fundamentação teórica	26
2.1	A variabilidade climática	26
2.2	Oscilações climáticas	26
2.3	Índices de monitoramento	27
2.4	Métodos para estudo da variabilidade climática	27
3	Dados e métodos	30
3.1	Dados	31
3.1.1	Precipitação e vazão	31
3.1.2	Índices climáticos e modos de TSM	34
3.2	Métodos	38
3.2.1	Remoção do ciclo anual	38
3.2.2	Filtro gaussiano	40
3.2.3	Análise de componentes principais	41
3.2.4	Decomposição em modos empíricos	42
3.2.5	Análise espectral	52
3.2.6	Comparações entre as séries	56
3.2.7	Contribuição de oscilações climáticas aos eventos extremos	58
3.2.8	Estruturação dos procedimentos aplicados	58
4	Área de estudo	60
4.1	Características gerais	60
4.2	Zonas de forçantes climáticas uniformes	62
4.3	Ciclos anuais nas áreas de estudo	68
5	Resultados e discussão	70
5.1	Índices climáticos e sua variabilidade	71
5.1.1	Índice Niño 3.4	71
5.1.2	Índice PDO	73
5.1.3	Índice IPO	75
5.1.4	Índice AMO	77
5.1.5	Índice NAO_{PC}	79
5.2	Modos climáticos de TSM e sua variabilidade	81
5.2.1	Modo de TSM R2 - El Niño/La Niña	81
5.2.2	Modo de TSM R3 - Atlântico Tropical Sul	83

5.2.3	Modo de TSM R4 - AMO	85
5.2.4	Modos de TSM R5 e R7 - IPO	87
5.3	Variabilidade climática em séries hidrológicas	90
5.3.1	Bacia do Paranaíba/Grande	90
5.3.2	Bacia do Iguaçu	101
5.3.3	Bacia contribuinte à vazão em Posadas	111
5.3.4	Bacia do Paraguai	121
5.3.5	Bacia contribuinte à vazão em Corrientes	129
5.3.6	Resumo das possíveis origens de variabilidade climática nas séries hidrometeorológicas	139
5.3.7	Tendências nas séries estudadas	143
5.4	Contribuições de oscilações climáticas a extremos no Rio Paraná	145
5.4.1	Bacia do Paranaíba/Grande	146
5.4.2	Bacia do Iguaçu	148
5.4.3	Bacia contribuinte à vazão em Posadas	149
5.4.4	Bacia do Paraguai	150
5.4.5	Bacia contribuinte à vazão em Corrientes	151
5.4.6	Eventos extremos mínimos	153
6	Conclusão	156
6.1	Conclusão	156
6.2	Recomendações a estudos futuros	157
	Referências	158

1 Introdução

Tempo é o estado meteorológico em um dado instante num certo local. Clima é definido como o conjunto de informação estatística do tempo em um período num dado espaço. A variabilidade climática compreende variações em torno de um comportamento médio, que fazem parte das características estatísticas do tempo num dado local. Ela está associada a flutuações naturais do sistema climático, em diferentes escalas de espaço e de tempo (intrassazonais, interanuais, decadais, interdecadais). Esta variabilidade, presente em séries hidrológicas, pode ser estimada com diferentes métodos. Por não ser composta de oscilações estritamente periódicas ou produzidas por um sistema linear, é adequado testar métodos que não dependam da hipótese de estacionariedade das séries temporais observadas ou da linearidade do sistema que as produz.

Um método que não depende destas premissas é a decomposição em modos empíricos (*Empirical Mode Decomposition*, EMD) que não pressupõe funções na decomposição, como funções senoidais ou uma ondaleta mãe, e pode servir para a caracterização de oscilações climáticas em séries hidrológicas. Este método passou por diversas melhorias para redução do problema de "mistura de modos", fracasso na obtenção de um espectro com resolução suficiente para distinguir frequências. Algumas destas melhorias são as variações Conjunto EMD (*Ensemble EMD*, EEMD, Wu e Huang (2009)), Completo EEMD com ruído adaptativo (*Complete EEMD with Adaptive Noise*, CEEMDAN, Torres et al. (2011)), e o Aperfeiçoamento do CEEMDAN (*Improved CEEMDAN*, ICEEMDAN, Colominas, Schlotthauer e Torres (2014)).

O CEEMDAN foi utilizado para a identificação da variabilidade climática na vazão do Rio Paraná em Corrientes (ANTICO; SCHLOTTHAUER; TORRES, 2014), e posterior avaliação da contribuição desta variabilidade para extremos de cheias bastante raros (ANTICO; TORRES; DIAZ, 2016). Como a vazão de Corrientes é composta da junção de outras vazões, que por sua vez contêm influência de precipitações com diferentes oscilações climáticas, é interessante avaliar como esta combinação contribui para as vazões do Rio Paraná.

A área da bacia hidrográfica do Rio Paraná constitui um exemplo bastante completo da interação de diferentes oscilações climáticas, cuja presença foi relatada por muitos pesquisadores (ANDERSON; SANTOS; DIAZ, 1993; GRIMM, 2011; GRIMM; SABOIA, 2015; GRIMM et al., 2016; ANTICO; SCHLOTTHAUER; TORRES, 2014; SABOIA, 2010). Esta área abrange partes de quatro países: Argentina, Brasil, Paraguai e Uruguai, sendo uma fonte importante do recurso hídrico superficial no desenvolvimento de atividades econômicas diversas: abastecimento, aproveitamento de potencial hidroelétrico, irrigação, aquicultura e navegação.

Neste contexto, estuda-se nesta dissertação a identificação de oscilações climáticas em séries temporais hidrológicas de bacias constituintes da bacia hidrográfica do Rio Paraná, sua possível origem e sua contribuição a eventos extremos. Faz-se o uso do ICEEMDAN, extensão do CEEMDAN, para verificar possíveis diferenças com respeito aos resultados do CEEMDAN na caracterização da variabilidade climática da área de estudo, servindo também para discutir a utilidade deste método na identificação de variabilidade climática em séries hidrológicas e a necessidade de complementar sua aplicação pontual com uma abordagem espacial.

1.1 Justificativa

A variabilidade climática tem grande importância no comportamento de eventos extremos, da disponibilidade hídrica, e de vários outros aspectos do contexto de recursos hídricos. Sua identificação possibilita aperfeiçoar estudos de diversas áreas da engenharia de recursos hídricos. O emprego de novas técnicas para sua identificação deve ser submetido à prova com comparações aos resultados de outros métodos. A presente dissertação se dedica à identificação de oscilações climáticas, investigação de suas origens e de sua influência sobre eventos extremos na Bacia do Rio Paraná, fornecendo a perspectiva de um método recente.

1.2 Hipóteses

1. A série hidrológica de vazão no exutório de uma bacia hidrográfica de proporções continentais contém mistura de efeitos das oscilações climáticas que atuam em diferentes áreas contribuintes. A identificação destas oscilações e seu efeito pode ser assertiva se guiada segundo zonas de forçantes climáticas uniformes.
2. Oscilações climáticas de origens diferentes podem apresentar escalas temporais semelhantes, de forma que a identificação da oscilação climática associada a uma dada escala temporal observada na série hidrológica não depende unicamente da sua periodicidade. A comparação com séries que representam padrões espaciais de oscilações pode indicar a origem mais provável.
3. Se houver oscilações do sistema climático, então as vazões com valores acima ou abaixo da média podem se agrupar em certos períodos de tempo.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo geral

Identificação de oscilações climáticas de diferentes escalas de tempo, suas origens e suas contribuições para eventos extremos de precipitação e vazão.

1.3.2 Objetivos específicos

1. Selecionar uma bacia hidrográfica de proporções continentais com sub-bacias hidrográficas que apresentem diferentes comportamentos frente a forçantes climáticas.
2. Determinar as principais oscilações climáticas que afetam as bacias hidrográficas selecionadas.
3. Identificar relações entre os modos detectados nas séries hidrológicas e oscilações climáticas globais.
4. Avaliar a contribuição dos modos na produção de eventos extremos históricos.

1.4 Estrutura do trabalho

A dissertação está estruturada conforme os capítulos: (2) fundamentação teórica, contendo uma revisão bibliográfica da variabilidade climática e de seu estudo, (3) descrição dos dados e métodos empregados, (4) área de estudo, descrevendo as suas características gerais e as bacias hidrográficas selecionadas para estudo de caso. (5) Resultados e sua discussão e (6) conclusão.

2 Fundamentação teórica

Tendo vista as informações requeridas para o desenvolvimento desta dissertação, definições importantes são apresentadas de acordo com a *World Meteorological Organization* (WMO) no item 2.1; as oscilações climáticas de interesse são apresentadas no item 2.2 e os índices de monitoramento no item 2.3.

2.1 A variabilidade climática

A variabilidade climática é definida como variações no estado médio e em outras características estatísticas do clima em escalas temporais e espaciais além de eventos individuais no tempo. Ela é medida por desvios descritos como anomalias, e classificada como: variações naturais intrínsecas ao sistema climático (variabilidade interna), ou variações devidas a fatores externos naturais (variabilidade externa). O sistema climático está em constante alteração devido às interações entre seus cinco principais componentes: atmosfera, hidrosfera, criosfera, superfície terrestre e biosfera. Os modos mais rápidos de variabilidade climática estão associados ao componente atmosfera. Os modos associados à interação entre atmosfera e oceano são mais lentos. A variabilidade oceânica contém memória mais longa que a atmosférica, tendo em vista que os oceanos tem capacidade de armazenamento de calor muito maior que a atmosfera.

É importante diferenciar a variabilidade do conceito de mudança climática. A mudança climática é definida como "alterações estatisticamente significativas seja no estado médio do clima ou em sua variação, persistindo por um período extenso"(WMO, 2016). Estas mudanças são frequentemente estudadas como uma longa tendência nas séries temporais de variáveis ambientais. Conforme sua definição, a mudança climática implica no conhecimento não apenas do estado médio (clima) como também da sua variação.

2.2 Oscilações climáticas

Existem oscilações climáticas de muitas escalas (temporais e espaciais). As oscilações investigadas nesta dissertação são oscilações de períodos menores que aqueles associados às escalas geológica e astronômica de longa duração, com maiores períodos, e estão apresentadas a seguir segundo a descrição do Instituto de Pesquisa Internacional para o Clima e a Sociedade da Universidade da Columbia, (IRI, 2016).

A oscilação conhecida como El Niño-Oscilação do Sul (*El Niño-Southern Oscillation*, ENSO) descreve a variação natural interanual no conjunto oceano-atmosfera no Oceano Pacífico tropical, que leva a mudanças de larga escala na pressão ao nível do mar, precipitação e ventos em várias regiões do globo. Dois estados extremos são possíveis: o El Niño, quando a temperatura da superfície do mar (TSM) da parte central-leste do Oceano Pacífico é substancialmente superior à normal climatológica e a La Niña, quando esta mesma região do Oceano Pacífico tem TSM substancialmente inferior à normal. Há ainda a condição neutra (TSM dentro de intervalo normal esperado).

A Oscilação Decadal do Pacífico (*Pacific Decadal Oscillation*, PDO) é definida a partir de anomalias na TSM do Oceano Pacífico tropical e ao norte do equador, em altas latitudes. Embora a PDO

tenha uma fase quente (positiva) e uma fria (negativa), diferentemente do ENSO, sua escala de variação temporal não é bem definida, podendo variar de 10 a 40 anos. Durante a fase quente ou positiva, a porção extratropical noroeste do Pacífico se resfria e a leste se aquece, principalmente nos trópicos; durante a fase fria ou negativa o oposto ocorre. A Oscilação Interdecadal do Pacífico (*Interdecadal Pacific Oscillation*, IPO) é definida sobre todo o domínio do Pacífico, sendo a PDO aproximadamente sua componente no Pacífico Norte.

A Oscilação Multidecadal do Atlântico (*Atlantic Multidecadal Oscillation*, AMO) está relacionada às anomalias na TSM do Atlântico Norte, e é um modo de variabilidade de mais longo período, com apenas algumas mudanças entre suas fases quente e fria durante o século XX.

A Oscilação do Atlântico Norte (*North Atlantic Oscillation*, NAO), é monitorada pela pressão do ar. Pressões baixas geralmente residem sobre a Groenlândia e campos de alta pressão sobre a porção centro-sul do Atlântico Norte. Quando a NAO está em sua fase positiva, estas características são reforçadas além do normal esperado; e quando está em sua fase negativa, elas se enfraquecem além do normal. A mudança de fase da NAO é mais frequente que muitas outras oscilações, e varia em ampla escala temporal.

2.3 Índices de monitoramento

O principal meio de monitoramento de oscilações climáticas são as TSM. Sua variação pode produzir grande influência sobre a circulação atmosférica, pois pode alterar a temperatura e a pressão atmosférica junto à superfície, além da umidade do ar. A maior parte da umidade presente nos continentes se origina nos oceanos e pequenas variações de TSM podem produzir grande variação na umidade atmosférica. A elevação da temperatura em 1°C pode incrementar a pressão de vapor de saturação sobre o oceano em torno de 10%, aumentando a umidade atmosférica total e a precipitação, além de alterar a circulação que leva esta umidade do seu local de origem a outras regiões. Desta forma, as mais importantes oscilações climáticas estão associadas com alterações na TSM.

A pressão é outra grandeza utilizada no monitoramento de oscilações climáticas. As séries de pressão são bastante extensas, dado o invento do barômetro no século XVII. Séries que datam de períodos anteriores a este podem ainda ser obtidas de dados paleoclimáticos, que são construções de séries temporais a partir de registros naturais como anéis de árvores, cores do gelo, corais, sedimentos oceânicos, etc.

Análises como as composições de anomalias da TSM e da pressão ao nível do mar (PNM) na forma de diferenças normalizadas ou componentes principais (PC) destas variáveis também são formas comuns de monitoramento. Os índices utilizados na presente dissertação são descritos no item 3.1.2.

2.4 Métodos para estudo da variabilidade climática

Dima e Lohmann (2004) classificam os métodos de identificação da variabilidade climática entre os focados na: (i) identificação da estrutura espacial dominante, como na análise de funções empíricas ortogonais (FEO) ou de componentes principais (ACP), análise de correlações canônicas (ACC), análise de agrupamento e padrões principais de oscilação (PPO); e, (ii) identificação da evolução temporal quase-periódica, como por análises espectrais baseadas na transformada de Fourier, análise de ondaletas, etc.

No primeiro caso, a estrutura espacial de um modo é obtida de regressões entre a série de um ponto no espaço com as dos demais pontos, enquanto a evolução temporal desta estrutura espacial é obtida da projeção dos dados observados sobre esta estrutura. Os métodos que levam em consideração a estrutura espacial dominante (i) são muitas vezes métodos de análise multivariada lidando com múltiplas séries temporais medidas em diferentes pontos no espaço.

Os métodos focados na evolução temporal da variabilidade climática (ii) estão associados aos modelos de séries temporais. Segundo Wilks (2011), estes modelos são apropriados quando o interesse está na ordenação temporal dos dados, um objetivo diferente daquele dos modelos probabilísticos interessados na caracterização das propriedades da série temporal, como o ajuste paramétrico de uma distribuição de probabilidades. Os modelos de séries temporais podem ser divididos em dois domínios: o do tempo e o da frequência, os quais podem parecer distintos, mas são complementares e matematicamente conectados.

O método mais utilizado para modelos de séries temporais é o de Box & Jenkins (BOX et al., 2015). No domínio do tempo, as séries temporais são caracterizadas nos mesmos termos em que elas são observadas e registradas. No domínio da frequência, os dados são representados em termos das contribuições em diferentes escalas de tempo, ou frequências características. O domínio da frequência assume que a série temporal é o resultado da soma de diferentes variações periódicas ou quase periódicas (WILKS, 2011; SHUMWAY; STOFFER, 2010).

Em uma revisão sobre alguns dos métodos de análise espectral disponíveis, Tary et al. (2014) discutiram as principais limitações na obtenção de um espectro que se aproxime do espectro verdadeiro e mantenha o poder de resolução dos picos ao mesmo tempo. A primeira é o princípio da incerteza inicialmente proposto por Louis de Broglie em física quântica (dualidade da onda e da partícula), aplicável também neste contexto. Trata-se da impossibilidade de conhecer simultaneamente o tempo e a frequência exata de um sinal. A Figura 1 apresenta esta dualidade.

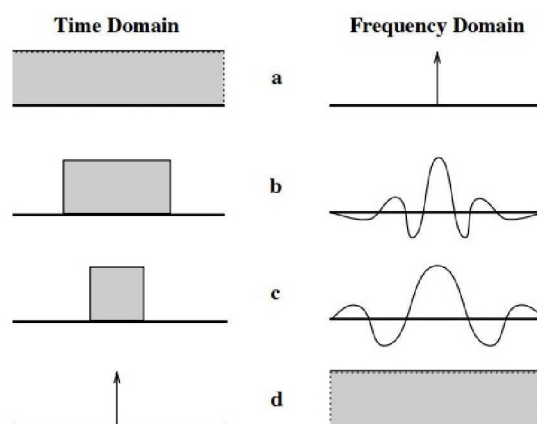


Figura 1 – Comparação entre o domínio do tempo e o domínio da frequência. A 'dispersão' de um sinal e sua transformada de Fourier são inversamente proporcionais. (a) Uma função constante no domínio do tempo corresponde a um impulso único (função Delta de Dirac) no domínio da frequência. (b,c) Conforme o comprimento de um pulso no domínio do tempo reduz, o seu espectro no domínio da frequência aumenta. (d) Um impulso no domínio do tempo, corresponde a um espectro de função constante no domínio da frequência. Fonte: MacLennan (1991).

A segunda limitação avaliada é a resolução, entendida pelos autores como a capacidade do método em resolver dois sinais próximos no tempo ou na frequência. E a terceira é o alargamento do lobo principal em torno da frequência central, comum em métodos que usam janelas móveis sobre o sinal podendo também haver "vazamento lateral", uma das causas de frequências espúrias.

Na comparação de diferentes sinais, Tary et al. (2014) demonstraram que a performance do

método depende do tipo de sinal e da escolha dos critérios iniciais. Estes critérios seriam os parâmetros, no caso dos modelos paramétricos e os templates, no caso dos modelos baseados em famílias de funções. Estes últimos modelos, por sua própria descrição, são menos adaptáveis que modelos de decomposição em modos empíricos.

Conforme Tary et al. (2014), há muitos métodos disponíveis. Para a variabilidade climática, alguns métodos são tradicionalmente usados (WILKS, 2011; STORCH; NAVARRA, 1995; DIMA; LOHMANN, 2004; TORRENCE; COMPO, 1998), dentre estes estão a ACP e a transformada de Fourier com suavização por Blackman-Tukey, os quais são utilizados no presente trabalho. O método de decomposição em modos empíricos, também usado no presente trabalho, tem aplicações mais recentes para a variabilidade climática (WU; HUANG, 2004; WU; HUANG, 2009; ANTICO; SCHLOTTHAUER; TORRES, 2014; ANTICO; TORRES; DIAZ, 2016; LOPARDO, 2016), e a validade de seu uso com sinais de variáveis hidrológicas foi colocado em discussão por Antico, Schlotthauer e Torres (2014).

3 Dados e métodos

Os principais dados utilizados na presente dissertação são séries temporais mensais de precipitação acumulada média sobre bacias hidrográficas, de vazão, de índices climáticos e de classes fatoriais de modos de TSM, os quais são descritos no item 3.1. Para conectar os métodos com os objetivos específicos deste trabalho, listados no item 1.3.2, são apresentados as técnicas usadas no item 3.2, e uma breve estrutura da sequência de aplicação dos métodos é apresentada no item 3.2.8.

As bacias hidrográficas apresentadas na Figura 2, são utilizadas como áreas de estudo e sua escolha e delimitação estão descritas em maiores detalhes no Capítulo 4. São estas: a bacia hidrográfica que compreende a junção entre os rios Paranaíba e Grande (Área 1), a bacia hidrográfica do Rio Iguaçu (Área 2), a bacia hidrográfica do Rio Paraná antes de sua junção com o Rio Paraguai (Área 3), a bacia hidrográfica do Rio Paraguai (Área 4) e a bacia hidrográfica do Rio Paraná após a junção com o Rio Paraguai e antes de sua junção com o Rio Uruguai (Área 5).

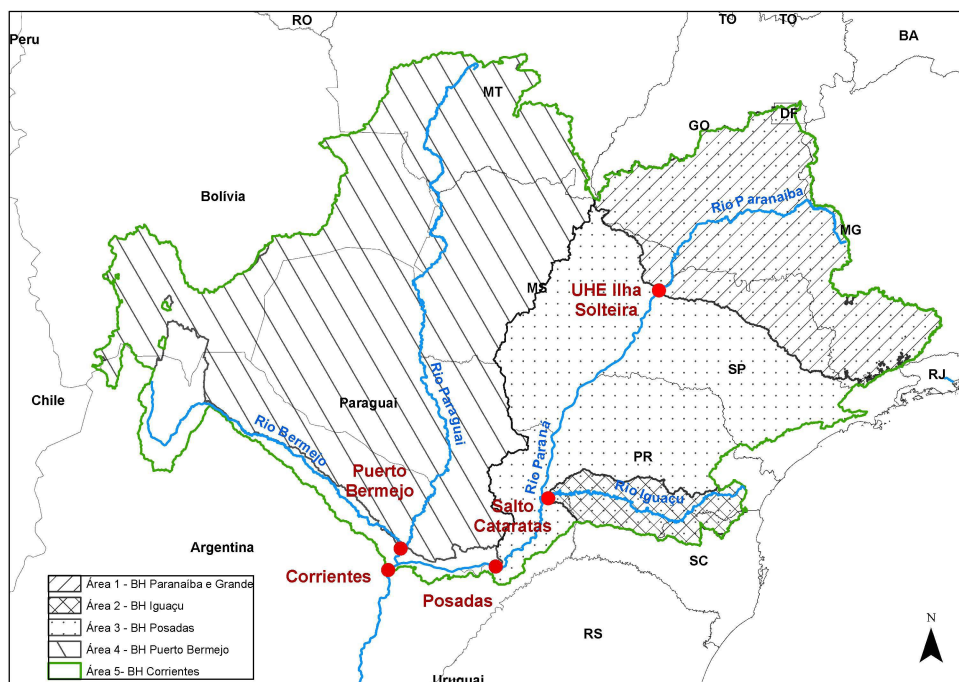


Figura 2 – Bacias hidrográficas utilizadas como áreas de estudo.

3.1 Dados

3.1.1 Precipitação e vazão

(a) Precipitação

O conjunto de dados de pluviometria do Laboratório de Meteorologia da UFPR (LAB50) com o período de 1950 a 2010 é utilizado na presente dissertação tanto para a ACP como para o cálculo de séries médias de precipitação acumulada mensal (totais mensais) sobre as áreas de estudo selecionadas. O conjunto LAB50 possui mais de 9000 estações da América do Sul, obtidas em sua maioria da Agência Nacional de Águas (ANA), incluindo séries de estações de países vizinhos. Uma descrição dos procedimentos de preenchimento de falhas e análise de consistência para este conjunto foi apresentada por Saboia (2010).

Para realizar a ACP sobre a região da bacia hidrográfica do Rio Paraná, são utilizadas todas as estações pluviométricas entre as latitudes de 10° e 40°S, e as longitudes de 70° e 40°W. Séries de precipitações acumuladas mensais médias sobre cada bacia hidrográfica selecionada são calculadas a partir de séries diárias de precipitação para uma grade de 1° para 1° (latitude e longitude).

(b) Vazão

As estações fluviométricas disponíveis nos exutórios das áreas de estudo, foram identificadas no Sistema de Informações Hidrológicas (HidroWeb) fornecido pela ANA e os tipos de dados disponíveis por estação foram avaliados segundo o inventário de estações fluviométricas (ANA, 2009). Cinco séries de vazão são utilizadas para representar as áreas de estudo. As séries foram obtidas pelo Hidroweb, pelo Operador Nacional do Sistema Elétrico Brasileiro (ONS) e pelo Sistema Nacional de Informação Hídrica da Argentina (SNIH). Estas séries são apresentadas na Tabela 1.

Tabela 1 – Estações Fluviométricas

Nome	Rio	Área (km²)	Início	Fim	Vazão específica (l/s/km²)	CV diário*	CV mensal	CV anual	Origem dos dados
UHE Ilha Solteira	Rio Paraná após junção entre os rios Paranaíba e Grande	377000	jan/1931	dez/2015	14.0	62.8%	58.7%	22.5%	ONS
Salto Cataratas	Rio Iguaçu	67100	jan/1943	dez/2016	25.9	97.9%	73.4%	38.7%	Hidroweb
Posadas	Rio Paraná após entrada do Rio Iguaçu	935000	jan/1901	dez/1999	13.3	42.6%	38.9%	23.5%	SNIH
Puerto Bermejo	Rio Paraguai	961500	jan/1910	dez/2005	4.1	43.2%	42.2%	32.1%	SNIH
Corrientes	Rio Paraná após entrada do Rio Paraguai	1950000	jan/1904	dez/2015	8.9	37.1%	35.1%	23.0%	SNIH

*CV diário calculado com dados brutos.

Há uma ampla presença de aproveitamentos hidrelétricos na bacia hidrográfica do Rio Paraná, por esta razão, as séries utilizadas são de vazões naturalizadas. As séries foram obtidas na escala diária e calculadas as vazões médias mensais, com exceção à série UHE Ilha Solteira.

A série UHE Ilha Solteira é uma série de vazões naturalizadas disponibilizada pelo ONS, com extensão de 84 anos (1931 a 2015) sem falhas. Esta série foi escolhida para representar a primeira área de estudo, por se localizar imediatamente a jusante da foz do Rio Grande no Rio Paranaíba e antes da foz do Rio Tietê no Rio Paranaíba.

A série de vazões de Salto Cataratas, disponibilizada pela ANA, foi escolhida para representar a área de estudo 2, por ser a estação que possui a maior extensão temporal dentre as demais avaliadas no exutório do Rio Iguaçu. A extensão temporal da série é um importante fator por possibilitar a identificação de modos de variabilidade de maior escala temporal.

A série de vazões de Posadas foi escolhida para representar a área de estudo 3, a qual tem os efeitos combinados das áreas 1 e 2, que têm influências diferentes de oscilações climáticas. A série de vazões de Puerto Bermejo foi escolhida para representar a área de estudo 4, a qual corresponde à maior parte da bacia hidrográfica do Rio Paraguai, na qual há uma influência diferente de oscilações climáticas do que aquelas vistas nas áreas 1, 2 e 3. A série de vazões de Corrientes foi escolhida para a área de estudo 5, que corresponde ao efeito combinado de todas as anteriormente mencionadas. Estas três últimas séries mencionadas são disponibilizadas pelo SNIH.

Quanto ao preenchimento de falhas, foi necessária à correção de algumas falhas da estação de Salto Cataratas e da estação de Puerto Bermejo. Meses com até 10% dos dias faltando tiveram suas médias calculadas com os dados disponíveis, e meses com mais de 10% dos dias faltando (Tabela 2) tiveram suas médias estimadas com base nos dados de uma estação auxiliar com até 10% de falhas no respectivo mês.

Tabela 2 – Falhas ao mês nas estações fluviométricas.

Salto Cataratas			
Meses	Falhas	Meses	Falhas
set/1957	30	nov/1971	29
out/1957	31	fev/1972	18
nov/1957	30	set/1972	11
dez/1957	31	abr/1974	23
jan/1958	12	mai/1974	26
jun/1958	30	jun/1974	16
jul/1958	13	jul/1974	16
ago/1958	31	set/2012	30
set/1971	11		
Puerto Bermejo			
Meses	Falhas	Meses	Falhas
dez/1980	1	out/1990	30
dez/1989	20	nov/1990	22
jan/1990	11	dez/1990	1
ago/1990	18	dez/1995	13
set/1990	8	jan/1996	3
Posadas		Corrientes	
Meses	Falhas	Meses	Falhas
dez/1980	1	dez/1980	1
nov/1984	6	nov/1984	7
fev/1987	7	jan/1986	1
set/1994	3	fev/1987	7
dez/1994	2	dez/1988	2

A estação da UHE de Salto Caxias (ONS) foi utilizada para correção das falhas de Salto Cataratas pela relação entre as áreas das respectivas bacias de drenagem: cerca de 67100 km² em Salto

Cataratas e 57100 km² em Salto Caxias. A série UHE de Salto Caxias é uma série de vazões naturalizadas e não possui falhas. A estação da UHE de Salto Caxias fica no Rio Iguaçu, à montante da estação de Salto Cataratas.

A estação de vazões de Puerto Pilcomayo (SNIH) foi utilizada para a correção das falhas de Puerto Bermejo também pela relação entre áreas. A área contribuinte a Puerto Bermejo é de 961500 km² e a de Puerto Pilcomayo é de 786000 km². A estação de Puerto Pilcomayo fica localizada na cidade de Assunção, no Rio Paraguai, logo após a contribuição do Rio Pilcomayo.

Nas estações de vazão de Posadas e Corrientes, há apenas dois meses com mais de 10% de falhas em cada uma. Para estes casos, foi considerada desnecessária a correção de falhas.

3.1.2 Índices climáticos e modos de TSM

(a) Índices Climáticos

Cinco índices climáticos são utilizados nesta dissertação (Tabela 3). Os índices Niño3.4, IPO/TPI e AMO são fornecidos pelo Laboratório de Pesquisas do Sistema Terrestre (ESRL, *Earth System Research Laboratory*). O índice NAO_{PC} é fornecido pelo Centro Nacional de Pesquisas Atmosféricas (NCAR, *National Center for Atmospheric Research*). O índice PDO é fornecido pelo Instituto Conjunto de Estudos Atmosféricos e Oceânicos (JISAO, *Joint Institute for the Study of the Atmosphere and Ocean*).

Tabela 3 – Índices de Oscilações Climáticas

Índice	Extensão temporal	Referência	Fonte
Niño3.4	Jan/1870 -Dez/2017	Rayner et al., 2003	ESRL
NAO PC	Jan/1899 -Dez/2016	Hurrell e Deser, 2010	NCAR
PDO	Jan/1900 -Dez/2016	Mantua et al., 1997	JISAO
IPO/TPI	Jan/1870 -Dez/2016	Henley et al. 2015	ESRL
AMO	Jan/1856 -Dez/2016	Enfield et al., 2001	ESRL

O índice Niño3.4 (RAYNER et al., 2003) é usado para a El Niño-Oscilação Sul (ENSO). Trata-se de uma série de TSM na região 3.4 do Pacífico, entre 5°N e 5°S de latitude e 120° a 170°W de longitude.

O índice NAO (HURRELL; DESER, 2010) é utilizado para a Oscilação do Atlântico Norte (OAN), trata-se do componente principal de maior importância das anomalias de PNM sobre o Atlântico Norte (20°N a 80°N e 90°W a 40°E, Figura 3).

FEO1 PNM índice NAO (DJFM)

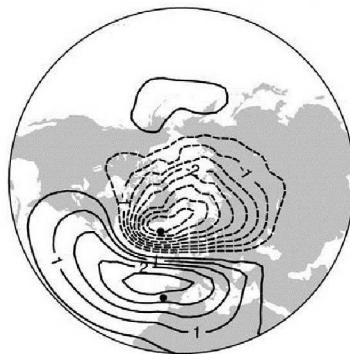


Figura 3 – Regiões de PNM média associadas a NAO: exemplo do FEO de anomalias PNM mais importante de inverno no hemisfério Norte (Dezembro a Março) para o período de 1899-2006. As linhas contínuas são regiões de correlação positiva, e as seccionadas de correlação negativa.

Fonte: Adaptado de Hurrell e Deser (2010)

Os índices IPO e PDO são utilizados para a Oscilação de maior escala temporal no Pacífico. O índice IPO (*Tripole Index for the Interdecadal Pacific Oscillation*, Henley et al. (2015)) corresponde à uma diferença entre as TSMs médias sobre três centros de ação no Oceano Pacífico (Figura 4). O primeiro centro de ação se localiza no Pacífico noroeste (25° a 45°N e 140°E a 145°W), o segundo centro de ação se localiza no Pacífico equatorial central (10°S a 10°N e 170°E a 90°W), e o terceiro no Pacífico sudoeste (50° a 15°S e 150°E a 160°W). A região do índice Niño3.4 é uma porção da área do segundo centro de ação do índice IPO.

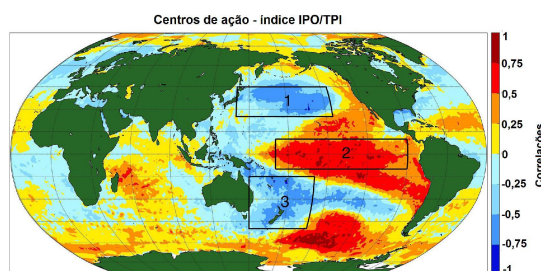


Figura 4 – Regiões de TSM média associadas ao IPO: centros de ação usados no cálculo da TSM média. Fonte: Henley et al. (2015).

O índice PDO (MANTUA et al., 1997) é o mais importante componente principal das anomalias de TSM mensais no Pacífico Norte (ao norte de 20°N), em escala espacial inferior àquela apresentada pelo IPO, que se estende sobre toda a bacia do Pacífico. A Figura 5 mostra um exemplo do padrão espacial da PDO, caso de uma fase positiva. Na figura, a área de fortes correlações negativas é semelhante ao primeiro centro de ação do IPO. Há evidências de ciclos completos da PDO ocorridos no século passado, em que os períodos de 1925-1946 e 1977 até meados de 1990 foram durações de fases positivas, e os períodos de 1890-1924 e 1947-1976 foram durações de fases negativas (MANTUA et al., 1997).

Padrão espacial PDO

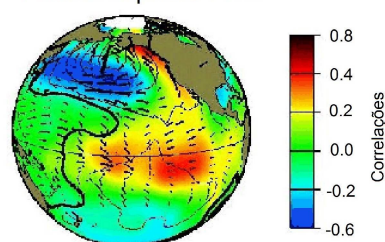


Figura 5 – Regiões de TSM média associadas a PDO: exemplo de fase positiva. Fonte: Adaptado de Mantua (2017).

O índice AMO (ENFIELD; MESTAS-NUÑEZ; TRIMBLE, 2001), da Oscilação Multidecadal do Atlântico (OMA), compõe-se de anomalias médias de TSM tipicamente medidas na região de 0°-80°N e 0°E-80°W (Figura 6)).

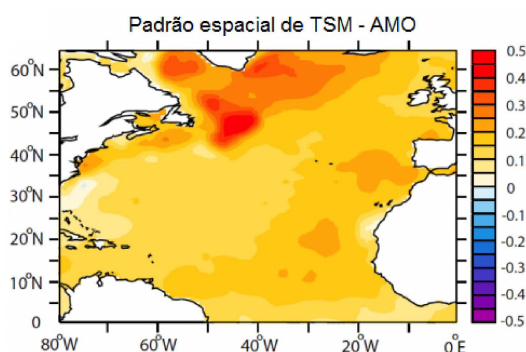


Figura 6 – Regiões de TSM média associadas a AMO: exemplo de anomalias de TSM anuais no período de 1870-2015. Fonte: Adaptado de Trenberth Rong Zhang (2017).

(a) Modos de TSM

As séries de classes fatoriais mensais de anomalias de TSM produzidas pelo Laboratório de Meteorologia do Departamento de Física da Universidade Federal do Paraná (LABMET) são baseadas no conjunto de TSM do *Hadley Centre*. Dentre os modos produzidos são usados cinco modos rotacionados.

O modo de TSM R2 (Figura 7) explica 10,43% da variância das anomalias de TSM em meses corridos, localiza-se no Oceano Pacífico, com correlações positivas sobre a região do ENSO entre 10°N-10°S de latitude e 170°W-70°W de longitude, e correlações negativas sobre duas regiões: a primeira de 30°N-40°N de latitude e 140°W-180°W de longitude e a segunda de 20°S-50°S de latitude e de 180°W-110°W de longitude. Estes três centros de ação são semelhantes aos da Figura 4.

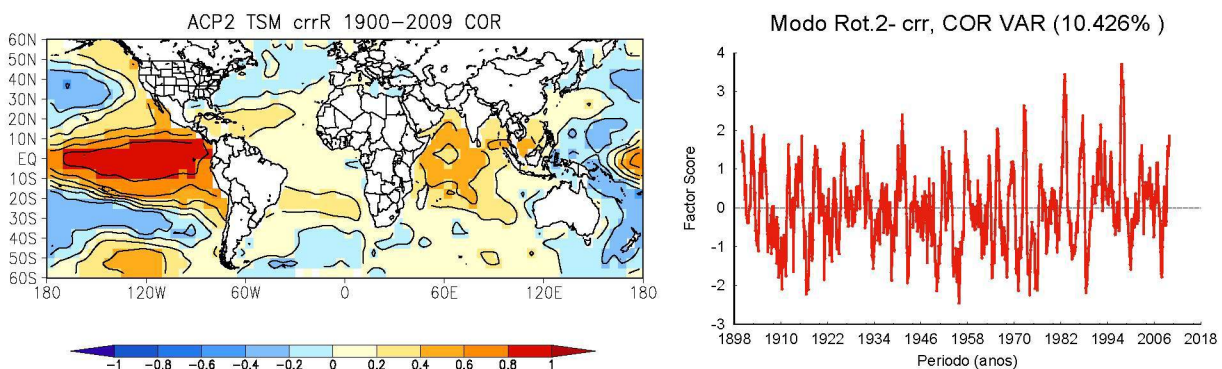


Figura 7 – Modo de TSM R2 - Niño: segundo modo rotacionado de TSMs médias mensais, pontuações (esquerda) e classes fatoriais (direita)

O modo de TSM R3 (Figura 8) explica 5,03% da variância das anomalias de TSM em meses corridos, localiza-se no Oceano Atlântico Sul com correlações negativas sobre a região de 5°N-40°S de latitude e 40°W-20°E de longitude.

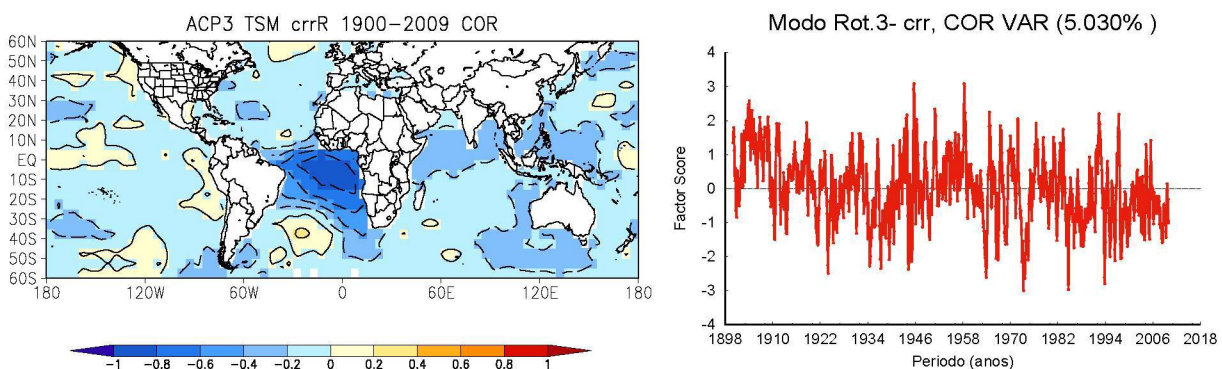


Figura 8 – Modo de TSM R3 - Atlântico Sul: terceiro modo rotacionado de TSMs médias mensais, pontuações (esquerda) e classes fatoriais (direita).

O modo de TSM R4 (Figura 9) explica 4,60% da variância das anomalias de TSM em meses corridos, localiza-se no Oceano Atlântico Norte, com correlações positivas sobre a região que vai das proximidades do equador a 25°N de latitude e 50°W-20°W de longitude.

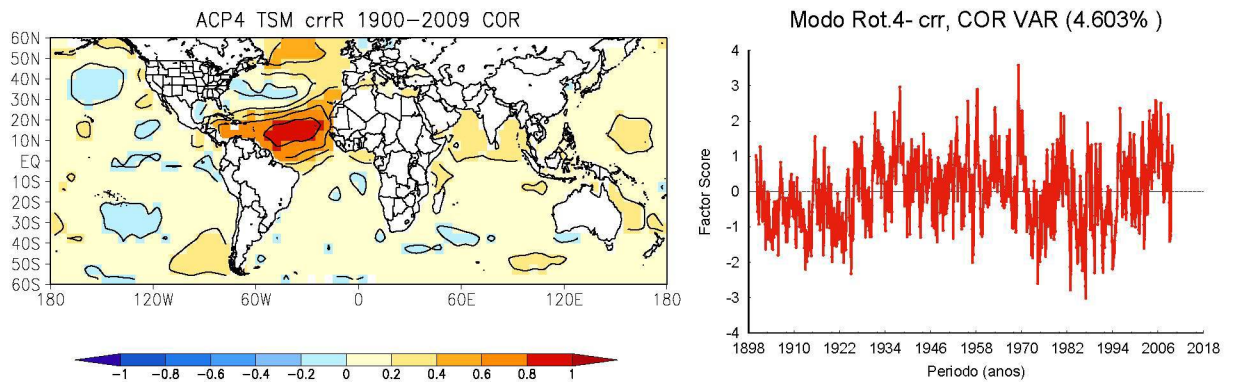


Figura 9 – Modo de TSM R4 - AMO: quarto modo rotacionado de TSMs médias mensais, pontuações (esquerda) e classes fatoriais (direita).

O modo de TSM R5 (Figura 10) explica 2,99% da variância das anomalias de TSM em meses corridos, localiza-se no Oceano Pacífico Norte com correlações negativas sobre a região de 10°N-30°N de latitude e 160°W-110°W de longitude. Este modo é semelhante ao centro de ação mais ao Norte na Figura 4.

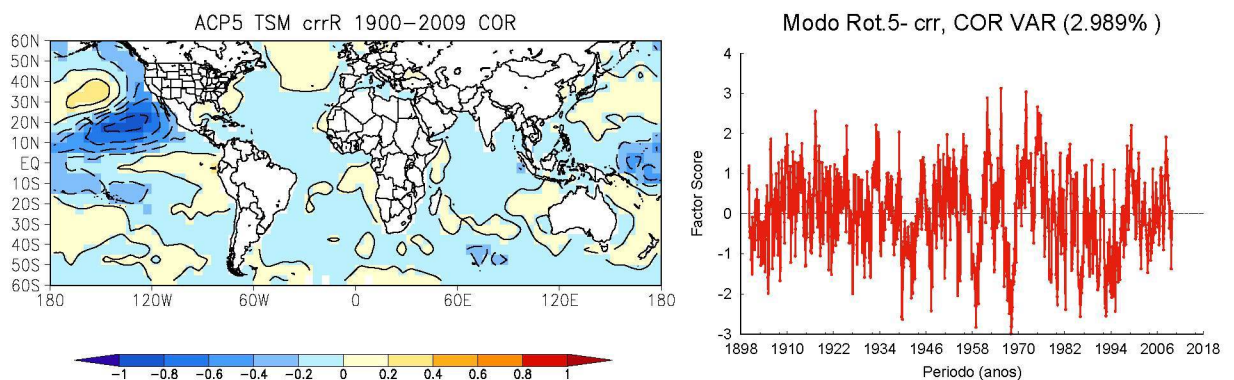


Figura 10 – Modo de TSM R5 - IPO Norte: quinto modo rotacionado de TSMs médias mensais, pontuações (esquerda) e classes fatoriais (direita).

O modo de TSM R7 (Figura 11) explica 2,14% da variância das anomalias de TSM em meses corridos, localiza-se no Oceano Pacífico Sul com correlações positivas sobre a região de 20°S-45°S de latitude e 150°W-130°W de longitude. Este modo é semelhante ao centro de ação mais ao Sul na Figura 4.

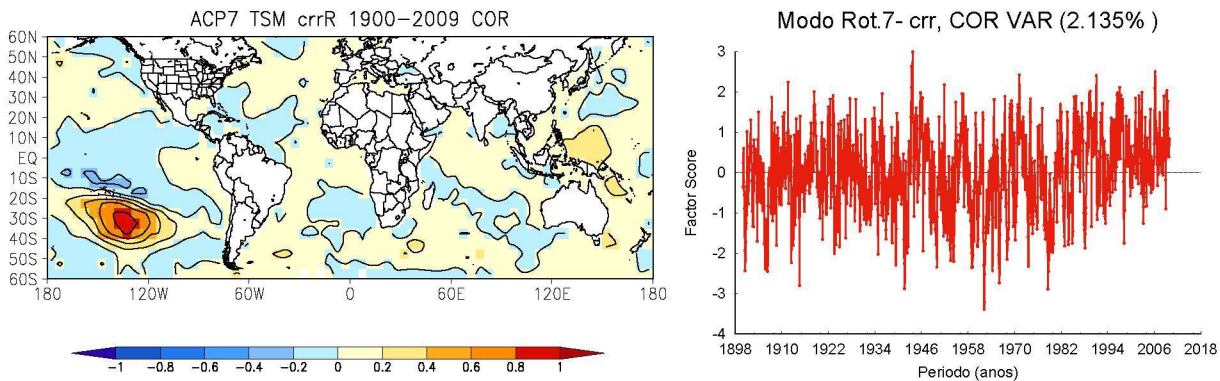


Figura 11 – Modo de TSM R7 - IPO Sul: sétimo modo rotacionado de TSMs médias mensais, pontuações (esquerda) e classes fatoriais (direita).

Além dos dados apresentados anteriormente, são usados nesta dissertação dados espaciais vetoriais e de grade para produção de mapas. Os dados vetoriais incluem a distribuição espacial de estações (ANA, 2017), hidrografia (ANA, 2017) e divisão geopolítica (INPE, 2010). Os dados de grade para elevação, da Missão Topográfica Radar Shuttle (SRTM, *Shuttle Radar Topography Mission*) foram obtidos de Miranda (2005).

3.2 Métodos

Neste item são apresentados os métodos, e as premissas consideradas nas suas aplicações. Programas computacionais utilizados, como para a ACP e o cálculo da precipitação média, foram desenvolvidos pelo LABMET na linguagem Fortran, incluindo a produção de mapas com os softwares *Gnuplot* e *GrADS*. As demais análises são desenvolvidas em outras linguagens. A delimitação das bacias hidrográficas de interesse por meio dos dados SRTM foi realizada com o auxílio de Sistema de Informações Geográficas (SIG).

3.2.1 Remoção do ciclo anual

Uma anomalia é a diferença entre o valor de uma variável e sua média climatológica. As anomalias são comumente padronizadas dividindo-se este resultado pelo desvio padrão. Nesta dissertação calculam-se as anomalias não padronizadas dos valores mensais das variáveis vazão e precipitação.

O conjunto de médias climatológicas mensais de uma variável constitui o seu ciclo anual que é, em geral, removido para o estudo da variabilidade climática, pois o ciclo anual representa um comportamento médio e sua presença dificulta a identificação de outras periodicidades. Ele pode ser calculado a partir da soma dos primeiros harmônicos obtidos de uma análise de Fourier da série, ou pela média de todos os janeiros presentes na série, da média de todos os fevereiro e assim por diante, resultando em 12 valores. As anomalias são calculadas subtraindo-se estas médias dos valores observados de cada mês.

Dependendo da localidade, as variáveis apresentam ciclo anual com maior ou menor amplitude. Esta variação não é a mesma para diferentes variáveis (insolação, temperatura, pressão, precipitação,

etc). Grimm (2011) apresenta os ciclos anuais de precipitação em quadrículas de $2,5^\circ$ em $2,5^\circ$ de latitude-longitude na América do Sul, calculados para o período 1950 - 2005 (Figura 12).

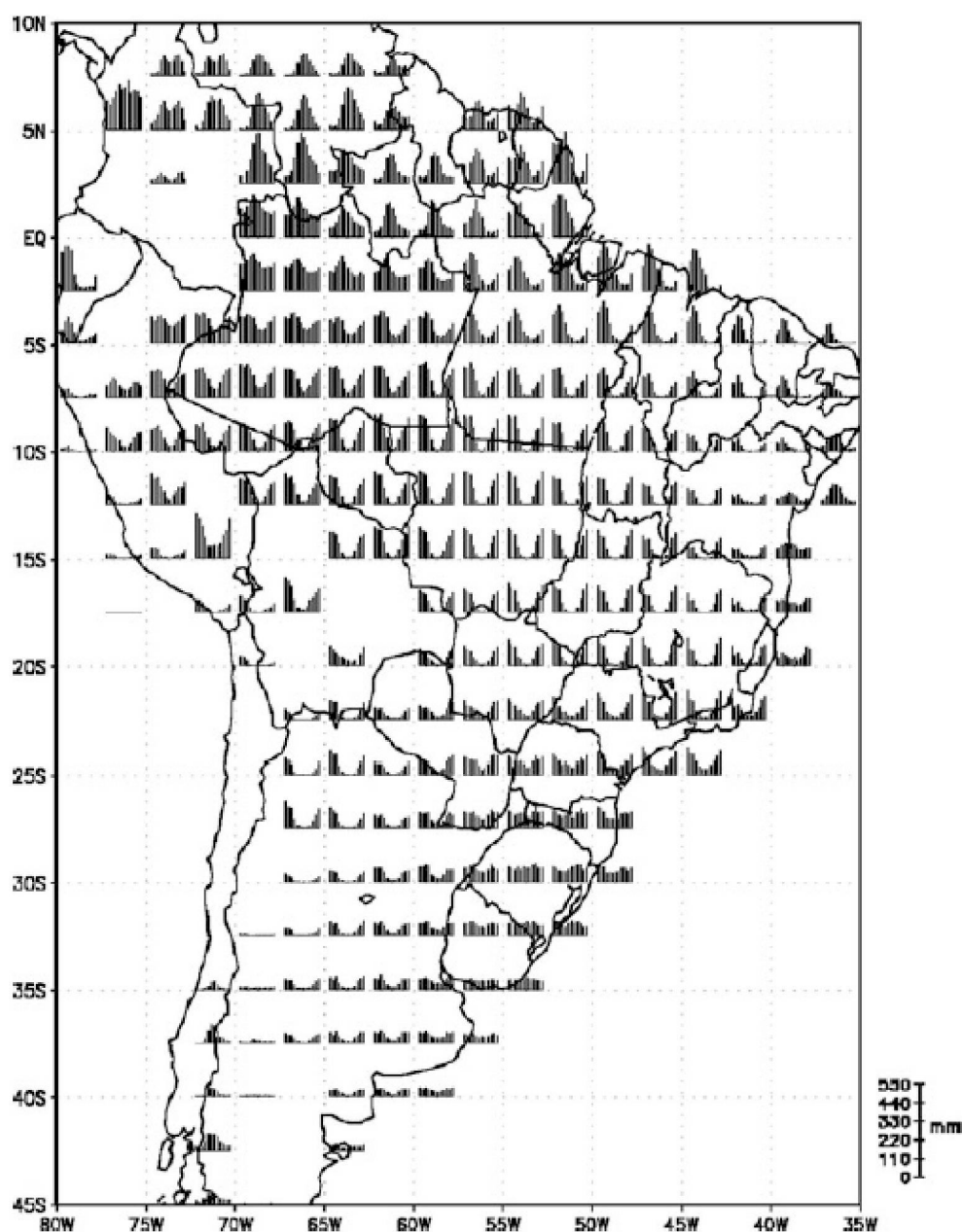


Figura 12 – Ciclos anuais da precipitação na América do Sul, apresentados em quadrículas de $2,5^\circ$ em $2,5^\circ$ de latitude-longitude, calculados para os anos de 1950-2005.
Fonte: Grimm (2011)

Nas quadrículas dos estados de São Paulo, Minas Gerais, Goiás e Mato Grosso do Sul há períodos secos e úmidos bem definidos, compondo boa parte da área da bacia hidrográfica do Rio Paraná antes de sua junção com os demais integrantes principais do Rio Prata (rios Paraguai e Uruguai). Os estados de Santa Catarina e Rio Grande do Sul fazem parte da bacia hidrográfica do Rio Uruguai e mostram chuvas bem distribuídas o ano todo. Nas quadrículas do Estado do Paraná há um comportamento intermediário entre estes dois.

Em locais onde o ciclo anual tem grande amplitude a sua remoção torna a variabilidade climática mais visível no espectro da série. A Figura 13 apresenta o exemplo da vazão da UHE Ilha Solteira,

onde o ciclo anual é tão forte que dificulta a identificação de demais picos presentes no espectro. A remoção do ciclo anual, também evita que um alto valor de correlação seja apresentado devido a ciclos anuais similares presentes em séries comparadas.

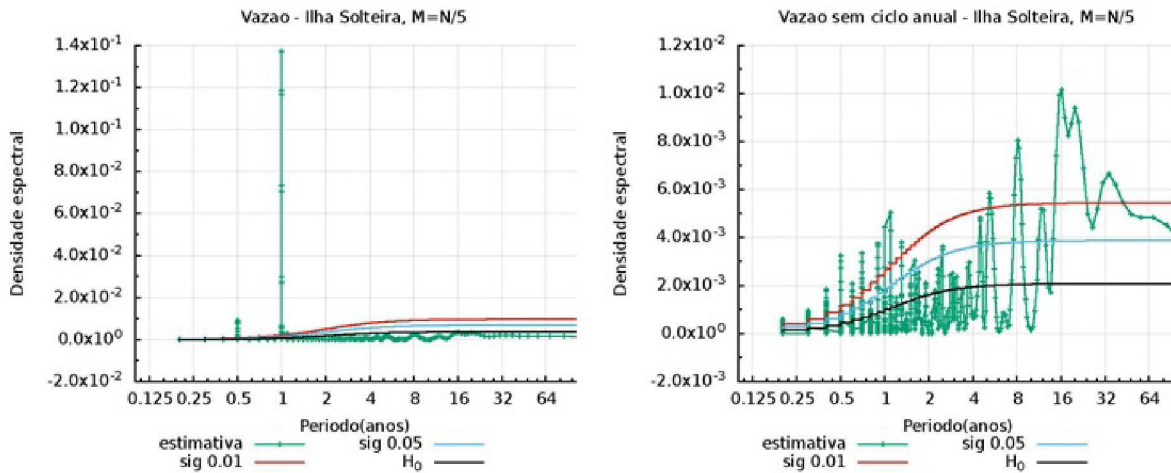


Figura 13 – Estimativa do espectro da série total (à esquerda) e da série após a remoção do ciclo anual (à direita). Caso da vazão da UHE Ilha Solteira. H_0 : espectro teórico do ruído vermelho dado pela autocorrelação de primeira ordem da série. Limites de confiança para significâncias de 5% e 1%.

Na presente dissertação, menciona-se *série total* para se referir às séries originais apresentadas no item 3.1. E *séries totais sem ciclo anual* para se referir às séries de anomalias pela remoção do ciclo anual das séries de vazão e precipitação. A remoção do ciclo anual não é feita para séries de índices climáticos. Os modos de TSM são calculados para anomalias mensais de TSM, portanto, desprovidos de ciclo anual.

Nos resultados desta dissertação, são mostrados apenas espectros de vazão e precipitação com remoção do ciclo anual, e as correlações com séries totais de vazão (ou precipitação) com outras séries quaisquer são realizadas com as séries totais sem o ciclo anual de vazão (ou precipitação). Não é feita a remoção do ciclo anual para as séries de entrada do ICEEMDAN.

3.2.2 Filtro gaussiano

As áreas de estudo foram selecionadas com o uso da ACP como uma caracterização de zonas de forçante climática uniforme (item 4.2) para garantir uma delimitação de áreas de estudo que apresentam variabilidade climática de ciclos mais longos. A ACP permite a identificação da estrutura espacial da variabilidade. O uso de séries filtradas que apresentem apenas a variabilidade de maior escala temporal como entrada para a ACP revela as áreas com influência desta variabilidade por meio de valores elevados dos módulos das classes fatoriais.

Foi utilizado o filtro gaussiano, que é uma média móvel cujos pesos são estabelecidos com base no período máximo que se quer remover da série e numa curva gaussiana (MITCHELL et al., 1966; SABOIA, 2010). Para a aplicação do filtro, o desvio padrão da curva gaussiana de média zero deve ser calculado como a divisão por seis do período máximo (P_f) dos ciclos que se quer extrair da série: $\sigma = P_f/6$. Isto porque, a resposta do filtro cai abaixo de 50% em comprimentos de onda igual à cerca de 6 desvios padrões da curva gaussiana. Os pesos são obtidos da amostragem da função densidade de probabilidade da distribuição normal padronizada nos t-valores iguais a $0, \pm 1/\sigma, \pm 2/\sigma, \pm 3/\sigma, \dots$ (tantos quantos forem os elementos da série). Estes pesos são truncados para valores inferiores a 5% do valor central obtido e escalonados para que sua soma resulte em 1.

Com este filtro, foram removidos todos os ciclos com períodos abaixo de 8 anos, de forma que restasse apenas a variabilidade decadal, interdecadal ou superior. Para isto, o filtro gaussiano tem 9 pontos, com os pesos apresentados na Tabela 4.

Tabela 4 – Pesos do Filtro Gaussiano

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Pesos	0,004	0,026	0,099	0,224	0,294	0,224	0,099	0,026	0,004

O filtro foi calculado para séries com um valor por ano. Assim, para seu uso em séries mensais deve-se aplicá-lo 12 vezes: primeiro sobre a série apenas com os meses de janeiro, depois para a série apenas com os meses de fevereiro e de forma análoga até dezembro. Em cada aplicação 8 valores são removidos, 4 no início e 4 no final da série de um dado mês. Ao todo, 96 (8 vezes 12) valores são removidos.

3.2.3 Análise de componentes principais

A Análise Fatorial pelo método de componentes principais é possivelmente a técnica estatística multivariada mais utilizada em ciências atmosféricas, sendo também encontrada sob o nome de Funções Empíricas Ortogonais (FEOs) (WILKS, 2011). As séries temporais de um mesmo tipo de variável medida em diferentes pontos do espaço não representam estatisticamente a mesma variável. Este conjunto de dados pode ser explorado com uso da ACP, que reduz o conjunto inicial a um menor, que evidencie diferentes relações entre os dados, com sua estrutura espacial e evolução temporal.

A ACP pode ser resumida da seguinte forma: tendo-se uma matriz \mathbf{X} que represente o conjunto de dados com todas as observações versus variáveis, calcula-se a matriz \mathbf{u} de covariância (ou correlação), determinam-se os autovalores e em sequência os autovetores da matriz \mathbf{u} , sendo o produto de cada autovetor pela matriz \mathbf{X} igual a um componente principal (PC). Assim, um conjunto \mathbf{X} com n observações de p variáveis é substituído por um conjunto de k componentes principais com n elementos em cada PC. Estes elementos são combinações lineares das observações \mathbf{x} (WILKS, 2011; SABOIA, 2010).

O primeiro componente principal contém a maior parte da variância de \mathbf{X} , os componentes subsequentes possuem as maiores variâncias possíveis seguindo sua ordem, sob a condição de não possuírem correlação entre si. São determinados tantos componentes principais quantas forem as variáveis do conjunto \mathbf{X} . Uma priorização pode ser feita para reter apenas os k componentes de maior importância, usando diversos procedimentos (WILKS, 2011).

A rotação dos componentes principais é um recurso para regionalizar os padrões espaciais e facilitar sua interpretação física, além de outras vantagens (RICHMANN, 1986). A rotação utilizada foi a Varimax e o critério para inclusão de componentes principais na rotação foi o de Kaiser (WILKS, 2011).

Nesta dissertação, a ACP foi aplicada às séries de precipitação na bacia hidrográfica do Rio Paraná. A análise foi realizada de duas formas: com e sem o filtro gaussiano. Foram obtidos os conjuntos de PCs com e sem rotação. A ACP foi utilizada inicialmente para identificação de zonas de forçantes climáticas uniformes, o que foi feito visualmente pela comparação das regiões de elevadas classes fatoriais com as áreas das sub-bacias pertencentes à área de estudo. Foram utilizados os 8 primeiros PCs de cada conjunto produzido. Os 8 primeiros PCs não rotacionados explicam em torno de 70% da variância enquanto os 8 primeiros PCs rotacionados explicam em torno de 85% da variância.

O capítulo 4 apresenta a área de estudo, a bacia hidrográfica do Rio Paraná. A sua variabilidade climática é extremamente rica e forte, nas várias escalas de tempo (e.g., Grimm (2011), Grimm e Saboia (2015), Grimm et al. (2016)). Esta é a principal razão para o estudo de regiões inseridas nesta bacia. Anderson, Santos e Diaz (1993) estudaram as vazões da bacia hidrográfica do Rio Paraná para compreender os extremos históricos de 1983 e 1992, concluindo que a vazão desta área é influenciada primordialmente pela precipitação, em especial no caso de eventos extremos.

Desta forma, dada a natureza do hidrograma dos eventos extremos de interesse deste projeto, que dependem majoritariamente da precipitação, a caracterização da estrutura espacial da variabilidade climática por meio da precipitação sobre a bacia é suficiente para os objetivos do presente projeto, sendo utilizada a ACP para determinar regiões que sofrem forçantes climáticas de forma aproximadamente uniforme (O'KANE, 1992).

3.2.4 Decomposição em modos empíricos

O método de decomposição em modos empíricos (*Empirical Mode Decomposition*, EMD), inicialmente desenvolvido por Huang et al. (1998), tem o objetivo de extrair as funções de modo intrínseco (*Intrinsic Mode Functions*, IMFs) de um sinal, de acordo com suas escalas de tempo características. Estas IMFs correspondem à oscilações lentas e rápidas presentes no sinal, as quais são extraídas na mesma unidade de medida em que a variável que produz o sinal é amostrada. A soma das IMFs produzidas resulta na exata reconstrução da série original.

O EMD é empírico pois não existe uma base para decomposição a priori, como senos e cossenos ou uma ondaleta mãe, comumente utilizados nos demais métodos de análise espectral (TARY et al., 2014). O sinal é decomposto no mesmo domínio em que a variável é amostrada, o domínio tempo, e o resultado é o espectro de Hilbert-Huang: o conjunto das IMFs em uma representação tempo-frequência.

Quando inicialmente proposto, o EMD possuía problemas como a presença de oscilações de amplitudes muito diferentes em um mesmo modo, e a ocorrência de oscilações muito semelhantes em modos diferentes, problemas conhecidos por “mistura de modos” (TORRES et al., 2011). O EMD é suficiente para a separação de sinais puramente determinísticos. Séries temporais reais e sinais semelhantes a processos estocásticos requerem a aplicação do EMD com o auxílio de ruído branco gaussiano. Para superar a mistura de modos e tornar o EMD útil a séries reais, foram propostas variações do método. Com estas variações é possível usar o EMD na decomposição de séries temporais não lineares e não estacionárias.

A variação denominada Decomposição em Modos Empíricos por Conjunto (*Ensemble Empirical Mode Decomposition*, EEMD), proposta por Wu e Huang (2009), é a aplicação do EMD com estabilização por ruído branco. Esta opção corrige, em parte, o problema da mistura de modos, contudo produz um extensivo conjunto de sinais mais ruído branco gaussiano, em que diferentes realizações de sinal mais ruído produziam diferentes quantidades de modos. Consequentemente, a soma das IMFs produzidas no EEMD com o respectivo ruído não necessariamente reconstruiria o sinal original de forma exata (TORRES et al., 2011).

Uma segunda variação (TORRES et al., 2011), denominada Decomposição Completa em Modos Empíricos por Conjunto com Ruído Adaptativo (*Complete Ensemble Empirical Mode Decomposition with Adaptive Noise*, CEEMDAN), foi desenvolvida a partir das duas versões anteriores (EMD e EEMD). Em relação ao EEMD, o CEEMDAN tem as vantagens de produzir boa separação espectral dos modos com menor custo operacional, por requerer uma menor quantidade de iterações, e de reconstruir exatamente o sinal decomposto, porém, esta variação produzia modos espúrios devido ao uso direto do

ruído branco e não de seus modos, como notado por Colominas et al. (2012).

Nesta dissertação, foi utilizada uma variação equivalente à estrutura do CEEMDAN, porém com melhorias simples que evitam a geração de modos espúrios. Esta variação é denominada *Improved* CEEMDAN, e é referida como ICEEMDAN. O algoritmo do EMD e o algoritmo do EEMD são disponibilizados em <<http://perso.enslyon.fr/patrick.flandrin/emd.html>>; e o algoritmo do CEEMDAN e do ICEEMDAN são disponibilizados em:

<<http://www.bioingenieria.edu.ar/grupos/ldnlys/>>.

Estas variações foram aplicadas em diferentes áreas do conhecimento, como para sinais vocais, sinais sísmicos e sinais de eletrocardiogramas. Em 2014, Antico, Schlotthauer e Torres apresentaram uma nova aplicação do método pela variação CEEMDAN, no qual os autores usaram séries históricas de vazões de sete estações fluviométricas da bacia hidrográfica do Rio Paraná, e séries históricas de 6 índices de variabilidade climática, dentre eles: o índice El Niño 3.4 (Niño3.4), o índice da oscilação interdecadal do Pacífico (IPO), o índice da oscilação multivariada El Niño/Sul (MEI), o índice de oscilação do Atlântico Norte (NAO_{PC} , base componente principal), o índice de oscilação do Atlântico Norte (NAO_{STN} , estação), e o índice da Oscilação Sul (SOI). Os sinais das séries históricas de vazões e das séries históricas de índices de oscilações climáticas foram decompostos em IMFs a partir do CEEMDAN. Os autores compararam as IMFs produzidas a partir das vazões àquelas produzidas a partir das séries de índices climáticos, encontrando períodos similares em seus espectros. As IMFs destes diferentes tipos de séries produzem amplitudes de dimensões diferentes, embora de comportamento visualmente semelhante para IMFs de períodos similares.

Outros trabalhos com aplicação do método de decomposição em modos empíricos a dados hidrológicos são: a quantificação da contribuição da variabilidade climática para eventos extremos como as cheias de 1983 e 1992 observadas na bacia hidrográfica do Rio Paraná (ANTICO; TORRES; DIAZ, 2016), e a obtenção de cenários hidrológicos de secas, por meio da análise da sobreposição de fases negativas das oscilações identificadas e aplicação destes cenários a um modelo de chuva-vazão com redes neurais (LOPARDO, 2016).

Como o método de decomposição em modos empíricos (EMD), bem como sua variação EEMD fazem parte do ICEEMDAN que é utilizado nesta dissertação, faz-se necessário descrever o que é o EMD, como ele é aplicado no EEMD, e como a estrutura do ICEEMDAN faz uso do EEMD para garantir a reconstituição do sinal original. Também é necessário esclarecer qual era a estrutura proposta no CEEMDAN, a qual é reaproveitada no ICEEMDAN com algumas alterações.

(a) EMD

A decomposição empírica se baseia em três premissas (HUANG et al., 1998):

- I. O sinal deve possuir ao menos dois extremos - um máximo e um mínimo.
- II. A escala temporal característica é definida pelo lapso de tempo entre os extremos.
- III. Se os dados forem completamente isentos de extremos, mas possuírem apenas pontos de inflexão, então podem ser diferenciados uma ou mais vezes para revelar os extremos. E o resultado final pode ser obtido pela integração dos componentes.

O EMD decompõe o sinal em um número de IMFs comumente pequeno. Para que um sinal seja considerado uma IMF duas condições devem ser satisfeitas:

- i. o número de extremos locais (máximos ou mínimos) deve ser igual ou diferir, no máximo, por uma unidade do número de vezes que o zero é cruzado;

- ii. a média local, definida como a média entre as envoltórias superior e inferior, deve ser nula.

O passo a passo do EMD para decomposição de um sinal (x) é o seguinte (HUANG et al., 1998):

1. Seja $k = 0$, definir todos os extremos locais de $r_0 = x$.
2. Interpolar entre os mínimos (ou máximos) de r_k para obter a envoltória inferior (ou superior) e_{\min} (ou e_{\max}).
3. Calcular a média do envelope: $m = (e_{\max} + e_{\min})/2$.
4. Calcular a candidata a IMF: $d_{k+1} = r_k - m$
5. d_{k+1} satisfaz os critérios de IMF?
 - (a) Se sim, guarda-se d_{k+1} , calcular o resíduo:

$$r_{k+1} = x - \sum_{i=1}^I d_i \quad (3.1)$$

e fazer $k = k + 1$.

- (b) Se não, trata-se d_{k+1} como entrada do passo (2).

6. Continuar até que o resíduo final r_k satisfaça um critério de parada pré-definido.

Este critério de parada seria um número máximo de modos, ou até que o resíduo não possa mais ser decomposto. O processo de refinamento (passos 2 a 4, ilustrados na Figura 14) requer um certo número de iterações, que não é necessariamente o mesmo para cada modo.

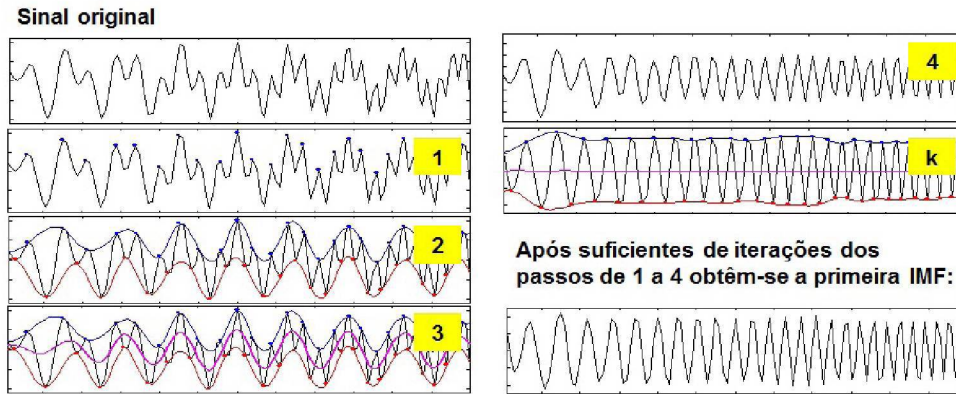


Figura 14 – Funcionamento do EMD: a partir dos extremos locais do sinal original (1) desenham-se envoltórias (2), a curva média entre as envoltórias (3) é subtraída do sinal (4) e os procedimentos de 1 a 4 do passo a passo são repetidos até que a nova curva média seja zero em todos os pontos, quando uma quantidade suficiente de iterações é atingida, e obtém-se a primeira IMF. A primeira IMF é subtraída do sinal original e este procedimento é repetido sobre o resíduo para obtenção da próxima IMF. Este processo é finalizado quando o resíduo não puder mais ser decomposto.

(b) EEMD

O EEMD é a execução do EMD para um conjunto artificial ($x^{(i)}$) criado com a adição de realizações de ruído branco de variância finita ao sinal original (x). O passo a passo do EEMD é (WU; HUANG, 2009):

1. Gerar $x^{(i)} = x + w^{(i)}$, onde $w^{(i)} (i = 1, 2, \dots, I)$ é a realização de um ruído branco de média zero e variância unitária.

2. Decompor completamente cada $x^{(i)} (i = 1, 2, \dots, I)$ por meio do EMD, obtendo os modos $d_k^{(i)}$, onde $k = 1, 2, \dots, K$ indica o modo.
3. Atribuir $\overline{d_k}$ como o k -ésimo modo de x , obtido da média dos i modos correspondentes:

$$\overline{d_k} = \frac{1}{I} \sum_{i=1}^I d_k^{(i)} \quad (3.2)$$

A extração de cada modo $d_k^{(i)}$ requer um número diferente de iterações.

Nota-se que no EEMD cada sinal de entrada pertencente a $x^{(i)}$ é decomposto em modos $d_k^{(i)}$ de forma independente dos demais membros do conjunto $x^{(i)}$, e que para cada um o k -ésimo resíduo, $r_k^{(i)} = r_{(k-1)}^{(i)} - d_k^{(i)}$, é obtido a cada estágio k da decomposição sem conexão entre as diferentes i realizações. Esta situação é a causa de algumas desvantagens do EEMD:

- I. A decomposição não é completa.
- II. Diferentes realizações de sinal mais ruído produzem diferentes quantidades de modos.

(c) CEEMDAN

Para lidar com o erro da não reconstituição do sinal original, Torres et al. (2011) propuseram o CEEMDAN. A proposta seria: ao invés de gerar um conjunto de I possíveis decomposições de um sinal x , gerar um conjunto de I elementos a cada estágio k da decomposição para obtenção de um modo médio $\widetilde{d_k} = \overline{d_k}$ ao final do estágio k ao invés de obtê-lo ao final da decomposição de cada realização de sinal mais ruído do conjunto de $x^{(i)}$. Isto é, obter a estimativa do k -ésimo modo empírico a partir da média de um conjunto de I elementos no cada estágio k de uma decomposição única, ao invés de modos médios obtidos de um conjunto de I decomposições.

Assim sendo, o conjunto $x^{(i)}$ era gerado a partir da soma de possíveis realizações de ruído branco, $w^{(i)}$, ao sinal x . O primeiro modo era obtido de forma semelhante ao primeiro modo do EEMD, porém, truncando as i decomposições após a obtenção do primeiro modo de cada uma. Dado o primeiro modo médio $\widetilde{d_1} = \overline{d_1}$, o primeiro resíduo era calculado como $r_1 = x - \widetilde{d_1}$, o qual serve de sinal da entrada para o segundo estágio da decomposição.

Inicia-se o segundo estágio da decomposição. Desta vez, é criado um novo conjunto de i elementos, porém não de diferentes realizações do primeiro resíduo (r_1) somado a um ruído $w^{(i)}$, e sim de diferentes realizações de r_1 somado ao primeiro modo EMD obtido de um ruído $w^{(i)}$. Seja $E_k(\cdot)$ o operador que produz o k -ésimo modo obtido pelo EMD, então, o cálculo do segundo conjunto é: $r_1 + E_1(w^{(i)})$. Assim como no estágio anterior, o primeiro modo EMD ($E_1(\cdot)$) é, então, obtido para cada elemento do segundo conjunto, e a média destes primeiros modos é $\widetilde{d_2} = \overline{d_2}$. O próximo resíduo é $r_2 = r_1 - \widetilde{d_2}$.

Este procedimento continua até que se alcance um critério de parada, seja porque o último resíduo calculado já satisfaz o critério de IMF ou porque contém menos do que três extremos locais. No primeiro caso, o último resíduo, r_K de $k = 1, 2, \dots, K$, gera uma última IMF, a qual corresponde ao modo de maior período observado na série. No segundo caso, r_K se trata de uma tendência monótona presente na série. Em ambos os casos, chama-se r_K de IMF residual.

A estrutura proposta no CEEMDAN permite ajustar a razão entre sinal e ruído (SNR) a cada estágio k da decomposição pelo uso de um coeficiente: $\beta_k = \varepsilon_k \text{std}(r_k)$, como um fator do segundo termo da soma que produz o conjunto do estágio k . Onde ε_k é igual ao recíproco (inverso) do SNR desejado entre o ruído adicionado e o sinal analisado. No EEMD, isto poderia ser feito opcionalmente

uma única vez com o uso de um fator β para o termo $w^{(i)}$ durante a produção de seu único conjunto, $x^{(i)}$.

A idéia principal das variações do EMD é adicionar uma quantidade controlada de ruído para criar novos extremos locais em cada i -ésimo elemento de um conjunto que difiram entre si e em relação ao sinal de entrada, seja esta entrada o sinal original x ou um produto do estágio anterior ($k - 1$). A média local de todas as realizações i em um dado ponto, deve ser igual à média local do sinal naquele mesmo ponto, como em um experimento de Monte Carlo em que se deseja fazer a média local convergir ao valor do sinal original. A estrutura do CEEMDAN é correta neste aspecto, porque usa o modo final de cada estágio k da decomposição como entrada para o cálculo do próximo modo, ao invés de decompor de forma independente cada elemento $x^{(i)}$ (como no EEMD).

Assim, a estrutura proposta pelo EEMD é semelhante a um experimento de Monte Carlo que identifica o número médio de modos dado um conjunto de possíveis decomposições independentes; e a estrutura proposta pelo CEEMDAN é semelhante a uma sequência interligada de experimentos de Monte Carlo que identificam cada modo médio a partir de um conjunto de possíveis modos, neste caso, a interligação ocorre pelo cálculo do modo k como dependente do modo $k - 1$ obtido no estágio anterior da decomposição.

(d) ICEEMDAN

Colominas et al. (2012) notaram que, embora a estrutura do CEEMDAN seja adequada, o cálculo do modo \widetilde{d}_k deveria ser alterado para redução do ruído residual nos modos e da possibilidade de obtenção de modos espúrios. Colominas, Schlotthauer e Torres (2014) sugeriram, então, a não utilização direta do ruído branco na criação do primeiro modo do CEEMDAN, além de modificações na formulação matemática, de forma que esta se aproximasse novamente da formulação do método EMD.

Seja $M(\cdot)$ o operador que produz a média local de um sinal qualquer, então o primeiro modo EMD de x pode ser escrito como $E_1(x) = x - M(x)$. Usando o conjunto $x^{(i)}$ e seja $[\cdot]$ o ato de calcular a média das i realizações, o primeiro modo do EEMD e do CEEMDAN é:

$$\widetilde{d}_1 = [E_1(x^{(i)})] = [x^{(i)} - M(x^{(i)})] = [x^{(i)}] - [M(x^{(i)})] \quad (3.3)$$

Se o sinal original x for usado ao invés do conjunto $x^{(i)}$, então o primeiro modo é:

$$\widetilde{d}_1 = x - [M(x^{(i)})] \quad (3.4)$$

Na formulação original do CEEMDAN (TORRES et al., 2011), para extrair os modos \widetilde{d}_k com $k > 1$, é necessário adicionar um novo ruído ao resíduo atual: $r_k + \beta_k E_{k-1}(w^{(i)})$, e o modo \widetilde{d}_k é:

$$\widetilde{d}_k = \frac{1}{I} \sum_{i=1}^I E_1(r_k + \beta_k E_{k-1}(w^{(i)})). \quad (3.5)$$

Este ruído particular é um modo EMD do ruído branco ($E_{k-1}(w^{(i)})$). Por exemplo, para extrair o segundo modo \widetilde{d}_2 , deve-se decompor diferentes realizações de $r_1 + E_1(w^{(i)})$, onde r_1 é o primeiro resíduo. Este procedimento cria uma forte sobreposição nas escalas, primeiro adicionando um ruído completo ($w^{(i)}$) na extração do primeiro modo do sinal, depois adicionando o primeiro modo de um ruído na extração do segundo modo do sinal, e assim por diante. Para reduzir esta sobreposição de escalas, Colominas, Schlotthauer e Torres (2014) propõem a não utilização direta de ruído branco e ao invés disto usar ($E_k(w^{(i)})$) para extrair o k -ésimo modo do sinal. Isto é, o conjunto inicial deixa de ser $x^{(i)} = x + \beta_0 w^{(i)}$ com uso direto do ruído branco para a extração do primeiro modo e passa a ser

$x^{(i)} = x + \beta_0 E_1(w^{(i)})$ com uso do primeiro modo de um ruído branco $w^{(i)}$ para a extração do primeiro modo \tilde{d}_1 do sinal e de forma similar para os demais modos \tilde{d}_k .

Fazendo o uso dos operadores $E(\cdot)$, $M(\cdot)$ e $[\cdot]$, e adotando as alterações propostas, o passo a passo do ICEEMDAN é (COLOMINAS; SCHLOTTHAUER; TORRES, 2014):

1. Calcular as médias locais das I realizações $x^{(i)} = x + \beta_0 E_1(w^{(i)})$ pelo EMD para obter o primeiro resíduo:

$$r_1 = [M(x^{(i)})]. \quad (3.6)$$

2. No primeiro estágio da decomposição ($k=1$), calcular o primeiro modo: $\tilde{d}_1 = x - r_1$.
3. Estimar o segundo resíduo como a média ($M(\cdot)$) das médias locais das realizações $r_1 + \beta_1 E_2(w^{(i)})$ e definir o segundo modo como:

$$\tilde{d}_2 = r_1 - r_2 = r_1 - [M(r_1 + \beta_1 E_2(w^{(i)}))]. \quad (3.7)$$

4. Para $k = 3, \dots, K$ calcular o k -ésimo resíduo como:

$$r_k = [M(r_{k-1} + \beta_{k-1} E_k(w^{(i)}))]. \quad (3.8)$$

5. Calcular o k -ésimo modo:

$$\tilde{d}_k = r_{k-1} - r_k. \quad (3.9)$$

6. Retornar ao passo (4).

No ICEEMDAN, também é possível fazer ajustes de SNR a cada estágio k da decomposição, com uso de β_{k-1} .

Nesta dissertação, o ICEEMDAN foi utilizado para decompor as séries de precipitação, vazão, índices climáticos e modos de TSM em IMFs com períodos característicos. As séries de entrada do ICEEMDAN são séries totais com o ciclo anual. Não foi considerado necessária a remoção do ciclo anual para aplicação do ICEEMDAN já que o próprio método se encarrega disto. Além disto, também não é feita nenhuma forma remoção de tendências das séries antes da aplicação do ICEEMDAN, pois, caso haja tendência, esta é extraída como o último modo que não pode ser decomposto devido à premissa de quantidade mínima de extremos, "IMF residual".

Por serem modelos paramétricos, as variações do EMD requerem testes dos valores de seus parâmetros. Os parâmetros do ICEEMDAN são: o desvio padrão do ruído (β_0), o tamanho do conjunto (I) e o número máximo de iterações ($MaxIter$). Este último se refere ao máximo de vezes que os passos de (4) e (5) são repetidos para um mesmo modo, caso o critério de IMF não seja atingido. Serve como um critério de parada para que o modo (\tilde{d}_k) não perca sua amplitude característica devido à natureza numérica do método. Ao mesmo tempo, $MaxIter$ deve ser suficientemente grande para que o critério de IMF seja satisfeito. Para variações do EMD assistidas por ruído, é comum o uso de um número pequeno de iterações (10, por exemplo).

I , deve ser sempre o maior possível, um compromisso entre os resultados e o tempo computacional. Em geral, bons resultados são obtidos para I em torno de algumas centenas. β_0 deve ser testado para o sinal em análise e dado o estudo de (COLOMINAS et al., 2012), é sugerível que este seja pelo menos 0,2.

Em sua comparação de variações do EMD assistidas por ruído, Colominas, Schlotthauer e Torres (2014) usaram séries sintéticas puramente determinísticas da combinação de funções exponenciais e trigonométricas. As séries sintéticas são úteis para a escolha de $MaxIter$ e de I . Porém, um sinal puramente determinístico não requer o uso de variações assistidas por ruído. Nestas variações, quanto menor o valor do ruído melhor a decomposição deste sinal, o que não ocorre para séries reais. Desta forma, na presente dissertação, para testes dos valores de $MaxIter$ e I , são usadas séries sintéticas da soma de senóides de amplitudes unitárias com períodos semelhantes aos das séries reais estudadas. Para testes dos valores de β_0 são testadas algumas das séries reais em análise com características bastante diferentes entre si.

A Figura 15 apresenta um exemplo dos testes realizados para o valor de $MaxIter$ com uso de série sintética com mistura de diferentes frequências, assim como as séries reais estudadas. Testa-se os valores 10, 50, 100, 200 iterações para a obtenção de cada modo. O valor de $MaxIter = 50$ não remove grandemente a amplitude dos modos e satisfaz a condição de IMF.

A Figura 16 apresenta um exemplo dos testes realizados para o valor de I com uso da mesma série sintética do exemplo anterior. Testa-se os valores 50, 250, 500, 800 realizações. O valor de $I = 500$ é suficiente visto que de 500 para 800 não há grande diferença na forma dos modos.

A Figura 17 apresenta um exemplo dos testes realizados para o valor de β_0 com uso de séries reais. Testa-se os valores 2, 0,2, 0,02 e 0,002. As séries reais testadas apresentam um resultado sempre melhor para o valor de 2, com menor mistura de modos e melhor separação de períodos esperados segundo a comparação com o espectro da série testada. A Figura 18 apresenta o exemplo do espectro da série de vazão de Corrientes para o teste do valor de β_0 referente à Figura 17.

A variância explicada de cada IMF em relação à série que a originou foi calculada como o quadrado da correlação de Pearson de *lag* zero entre a IMF e a série. A soma das variâncias explicadas nesta dissertação excede o valor de 100%, pois as IMFs não são totalmente ortogonais entre si, se fossem perfeitamente ortogonais a soma seria 100%. Contudo, IMFs imediatamente vizinhas guardam correlação diferente de zero entre si. A propriedade da ortogonalidade responde ao ajuste do parâmetro β_0 . Valores menores de β_0 produzem menor correlação entre IMFs imediatamente vizinhas, contudo isto pode aumentar a mistura de modos, como sugerido pelos testes.

Os demais parâmetros, $MaxIter$ e I não produzem suficiente alteração na ortogonalidade das IMFs. Por exemplo, para a série de vazão de Puerto Bermejo, o aumento de $MaxIter$ para 50000 não altera o valor das correlações entre IMFs vizinhas mesmo para a segunda casa decimal. Para esta mesma série, o aumento de I para 5000 produziu um pequeno aumento das correlações entre IMFs de menor escala temporal (2,5%) e uma pequena redução das correlações entre IMFs de maior escala temporal (4%), sem alteração absoluta do somatório das variâncias explicadas em mais que 1%. Neste exemplo, a redução de β_0 para 0,2 reduziu o somatório das variâncias explicadas de 162,6% para 135,5%, porém optou-se pela redução da mistura de modos.

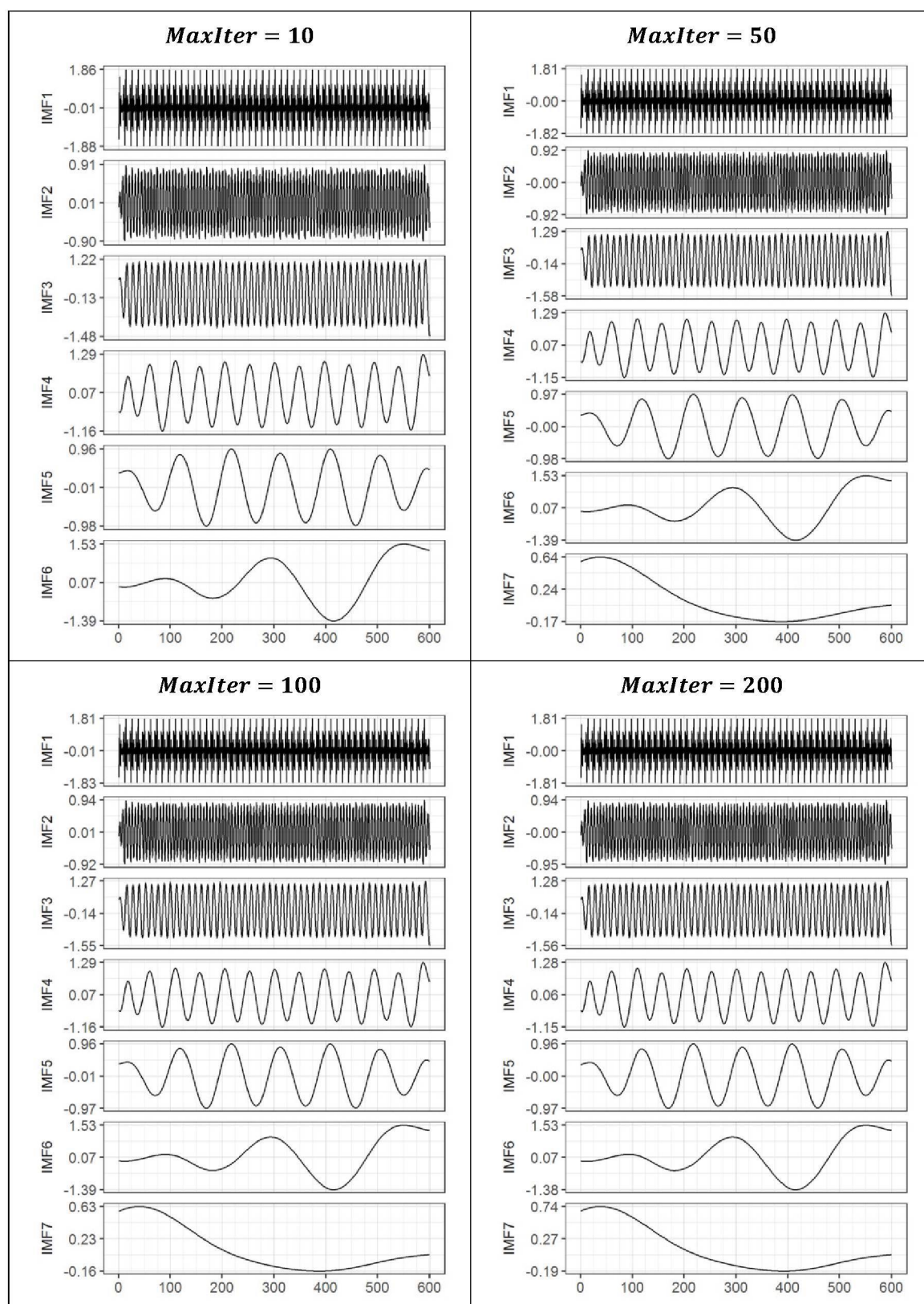


Figura 15 – Exemplo de teste para o tamanho do conjunto ($MaxIter$) com série sintética de 600 termos, feita da soma de funções senos com periodicidades de 3, 4, 6 e 12 meses e 4, 8, 20 e 45 anos. São testados dos valores de 10, 50 (painel superior), 100 e 200 (painel inferior).

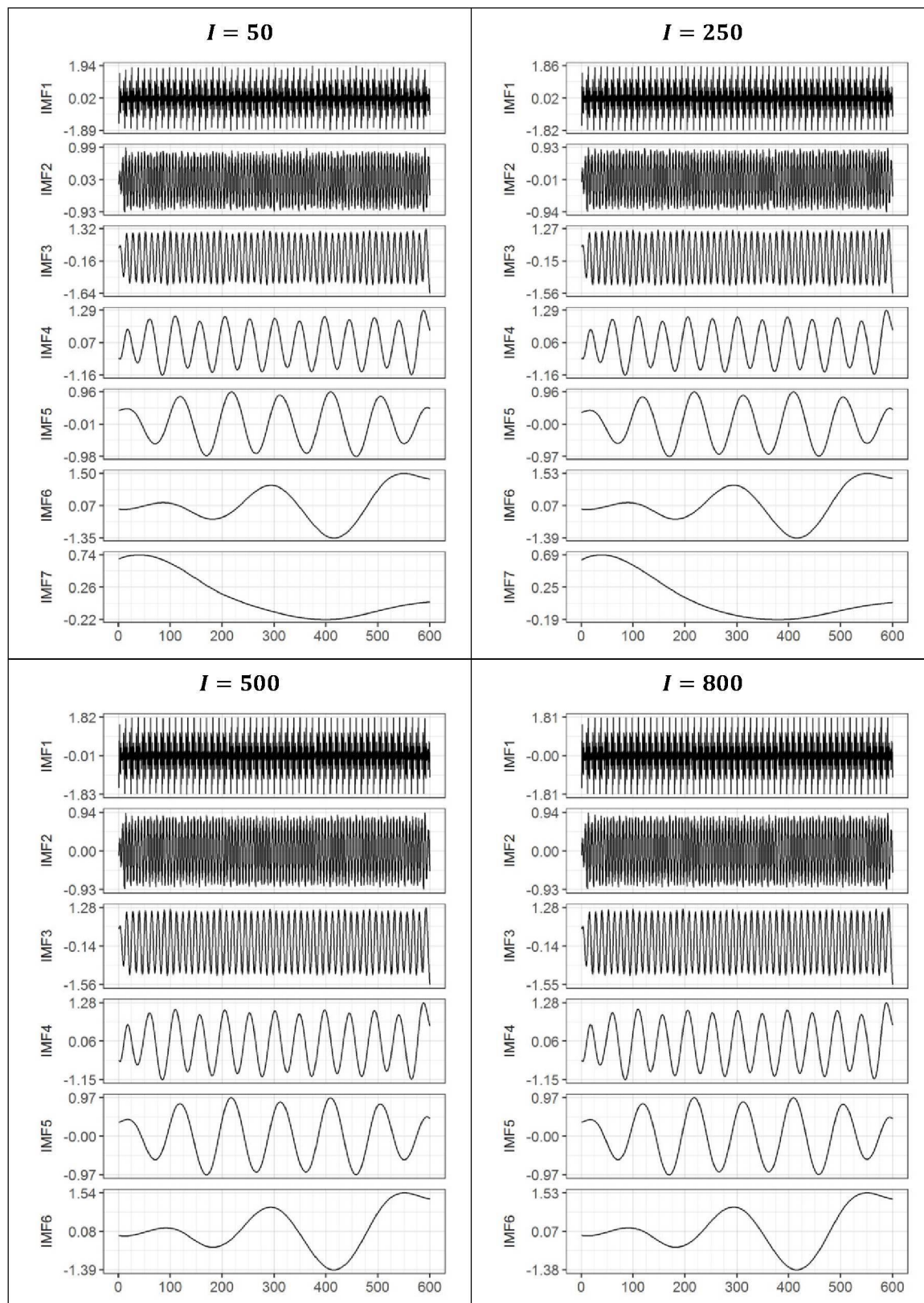


Figura 16 – Exemplo de teste para o tamanho do conjunto (I) com série sintética de 600 termos, feita da soma de funções senos com periodicidades de 3, 4, 6 e 12 meses e 4, 8, 20 e 45 anos. São testados dos valores de 50, 250 (painel superior), 500 e 800 (painel inferior).

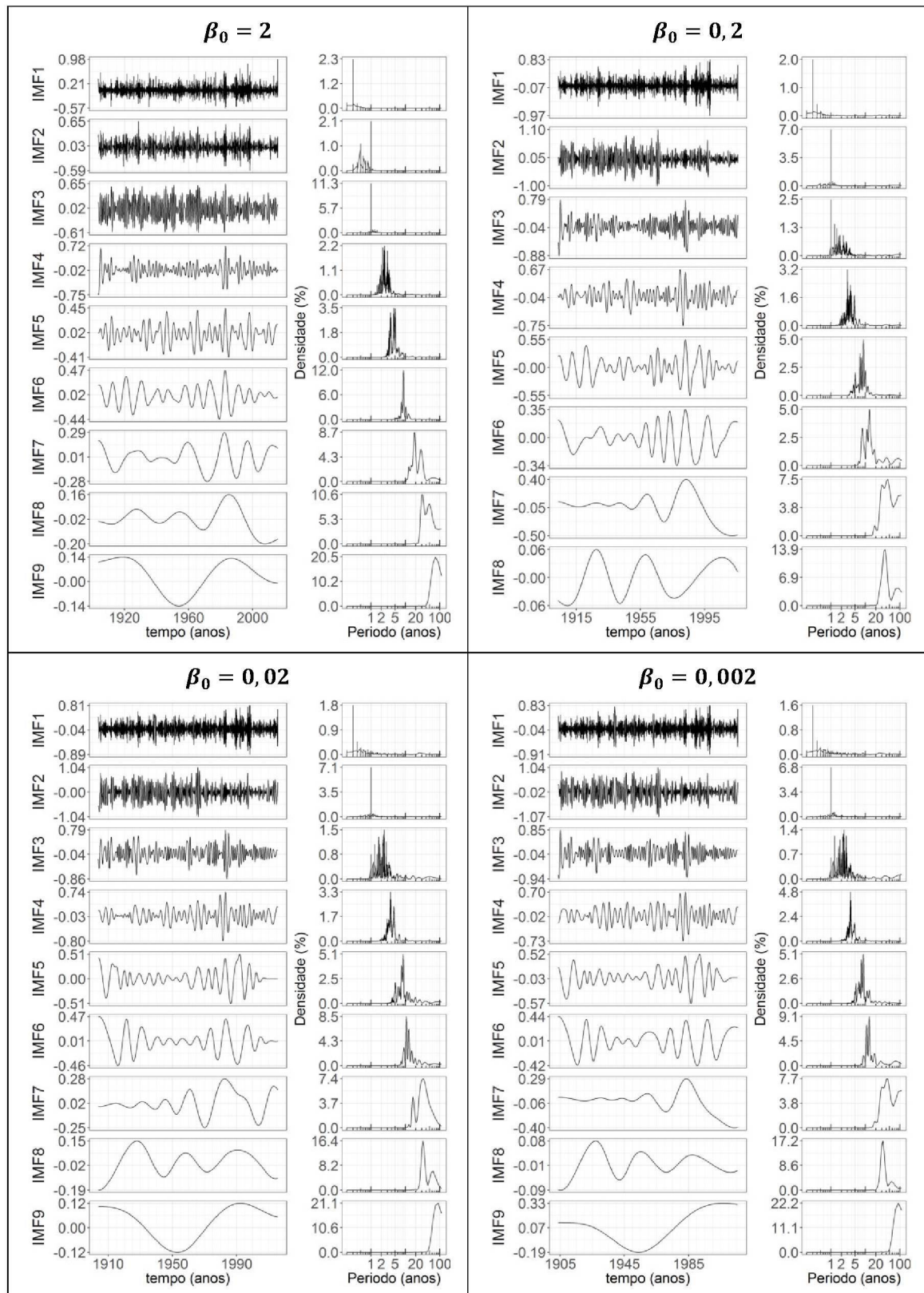


Figura 17 – Exemplo do teste para o desvio padrão do ruído (β_0): caso da Vazão de Corrientes (sem ciclo anual). São testados dos valores de 2, 0,2 (painel superior), 0,02 e 0,002 (painel inferior).

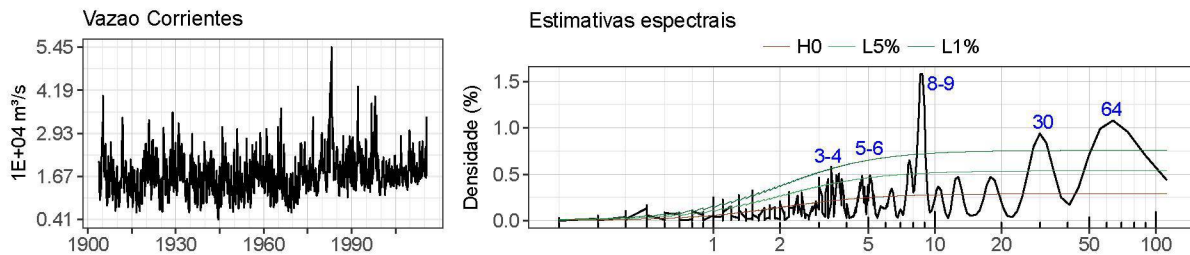


Figura 18 – Exemplo de série real para teste do desvio padrão do ruído (β_0): caso da série de vazão de Corrientes. Série total (à esquerda) e espectro da série total sem ciclo anual (à direita) com principais ciclos observados anotados em azul, em anos.

3.2.5 Análise espectral

Análises espectrais são utilizadas para identificar quais periodicidades estão presentes nas séries temporais. A análise espectral da transformada discreta de Fourier com suavização de Blackman-Tukey foi utilizada para identificar os períodos de cada IMF, bem como os períodos presentes nas séries que às originou. Esta análise guia a comparação de IMFs de séries diferentes e serve como uma prova real para o método do ICEEMDAN: possibilita a verificação da escolha de um parâmetro e a identificação de IMFs de uma mesma série que precisariam ser somadas por possuírem o mesmo período devido à mistura de modos.

(a) Transformada Discreta de Fourier

A análise espectral utilizada nesta dissertação é uma adaptação da transformada de Fourier. Esta transformada reescreve a série temporal em termos de funções harmônicas com os argumentos fase, amplitude e frequência. Os períodos de Fourier são o inverso das frequências obtidas na transformação, as quais vão da frequência do harmônico fundamental, que completa apenas 1 ciclo na extensão da série, até a maior frequência possível de ser observada (frequência de Nyquist), que é determinada pela resolução temporal com que os dados são amostrados, e corresponde a um ciclo a cada dois intervalos de tempo. O periodograma é um dos resultados mais simples que pode ser obtido da transformada de Fourier, sendo um gráfico que mostra a potência de cada período na amostra. As potências do periodograma são o quadrado das amplitudes dos harmônicos observados, com a unidade da variância da variável analisada.

Quando os elementos da série são amostrados em intervalos de tempo igualmente espaçados e não há dados faltando, os harmônicos produzidos pela transformada não guardam correlação entre si. Esta independência linear resulta da propriedade de ortogonalidade da transformada de Fourier. Uma de suas consequências é que a amplitude de cada harmônico é independente das amplitudes dos demais harmônicos. A soma dos quadrados destas amplitudes é exatamente 1, sendo a amplitude de cada harmônico equivalente à variância explicada por este em relação à variância total da amostra. Wilks (2011) apresenta uma descrição bastante clara e acompanhada de toda a notação matemática associada, incluindo a forma rápida da transformada de Fourier com a transformação matemática das funções trigonométricas para exponenciais complexos, cujo tempo computacional é menor.

O periodograma é suficiente para um sinal puramente determinístico, porém, por ser uma realização única da transformada de Fourier, não é um bom estimador do espectro verdadeiro de uma série temporal, já que a variância do estimador é muito grande e não é reduzida com o aumento da extensão da série (de tamanho n). A solução para este problema é a suavização do periodograma para a obtenção de um espectro de potências. Enquanto o periodograma mostra como a variância de uma amostra

de um sinal determinístico é distribuída ao longo das frequências, o espectro de potências mostra como a variância do processo estocástico é distribuída ao longo das frequências, e a densidade espectral é a normalização do espectro de potências dividindo-o pela variância (JENKINS; WATTS, 1968). Estas definições associadas ao processo estocástico podem ser aplicadas às séries temporais observadas.

(b) *Suavização por Blackman e Tuckey*

Na presente dissertação, foi utilizada a estimativa do espectro de potências que segue a abordagem proposta por Blackman e Tukey (1958). Seja uma série x de tamanho N e \bar{x} a sua média, a função de autocovariância para todos os lags de $t = 0$ a $t = m$ (onde $m < N$) é (MITCHELL et al., 1966):

$$C_t = \frac{1}{N-t} \sum_{i=1}^{N-t} [(x_i - \bar{x})(x_{i+t} - \bar{x})] \quad (3.10)$$

As estimativas espectrais brutas são obtidas para as autocovariâncias:

$$\hat{s}_0 = \frac{1}{2m}(C_0 + C_m) + \frac{1}{m} \sum_{t=1}^{m-1} C_t \quad (3.11)$$

$$\hat{s}_k = \frac{C_0}{m} + \frac{2}{m} \sum_{t=1}^{m-1} \left[C_t \cos \frac{\pi k t}{m} \right] + \frac{1}{m} C_m (-1)^k \quad (3.12)$$

$$\hat{s}_m = \frac{1}{2m}[C_0 + (-1)^m C_m] + \frac{1}{m} \sum_{t=1}^{m-1} (-1)^t C_t \quad (3.13)$$

Onde a equação 3.11 calcula a primeira estimativa espectral bruta, que corresponde à tendência remanescente; a equação 3.13 calcula a última estimativa espectral, que corresponde ao harmônico da frequência de Nyquist. Todas as estimativas intermediárias são calculadas por 3.12, com $k = 1, 2, \dots, m-1$.

As estimativas espectrais finais são calculadas das estimativas brutas pela suavização por uma média móvel de três termos:

$$s_0 = \frac{1}{2}(\hat{s}_0 + \hat{s}_1) \quad (3.14)$$

$$s_k = \frac{1}{4}(\hat{s}_{k-1} + 2\hat{s}_k + \hat{s}_{k+1}) \quad (3.15)$$

$$s_m = \frac{1}{2}(\hat{s}_{m-1} + \hat{s}_m) \quad (3.16)$$

Na equação 3.15, $k = 1, 2, \dots, m-1$. Alternativamente a densidade espectral pode ser calculada pela função de autocorrelação usando a mesma formulação do cálculo do espectro de potências pela função da autocovariância. O espectro de potências tem a unidade da variância da série, já a densidade espectral tem o comportamento de uma função densidade de probabilidade, que facilita comparações entre espectros de diferentes séries.

A aplicação deste método requer que tendências sejam eliminadas, o que é feito pela remoção de uma tendência linear; e que a série seja centrada em zero, com a remoção da média. Tanto a média como a tendência não são de interesse quando se deseja visualizar as periodicidades de uma série. Também é requerido que os valores extremos da série sejam iguais indicando uma série estritamente

periódica, e eliminando componentes devidos a não periodicidade que possam afetar as estimativas do espectro. Isto é feito com a aplicação de uma janela temporal cosseno:

$$x'_i = x_i 0,5 \left[1 - \cos \frac{(i-1)\pi}{0,1N} \right], (1 \geq i \geq 0,1N) \quad (3.17)$$

$$x'_i = x_i 0,5 \left[1 - \cos \frac{(n-i)\pi}{0,1N} \right], (0,9N \geq i \geq N) \quad (3.18)$$

O *lag*-máximo no qual o espectro é essencialmente constante deve ser escolhido. O *lag*-máximo (m) é a largura máxima da janela temporal a ser avaliada, que corresponde a menor frequência em que a densidade espectral é estimada, e não deve ser superior à metade da série. O *lag*-máximo define a quantidade de harmônicos (k) analisados, que por sua vez estão associados aos períodos (T , e frequências f) da seguinte forma:

$$T = \frac{2m\Delta t}{k} \quad (3.19)$$

Quanto menor for o *lag*-máximo, menor será a largura da base da janela temporal (e maior a largura da base da correspondente janela espectral). O estreitamento da base da janela temporal provoca uma distorção sempre maior entre o valor estimado da densidade espectral e o valor verdadeiro. Portanto, é necessário buscar um equilíbrio entre a variância do estimador e o espectro real e fidelidade (ou poder de resolução).

Para escolha do *lag*-máximo, testou-se os valores de $N/2$, $N/5$, $N/10$ e $N/20$ (Figura 19).

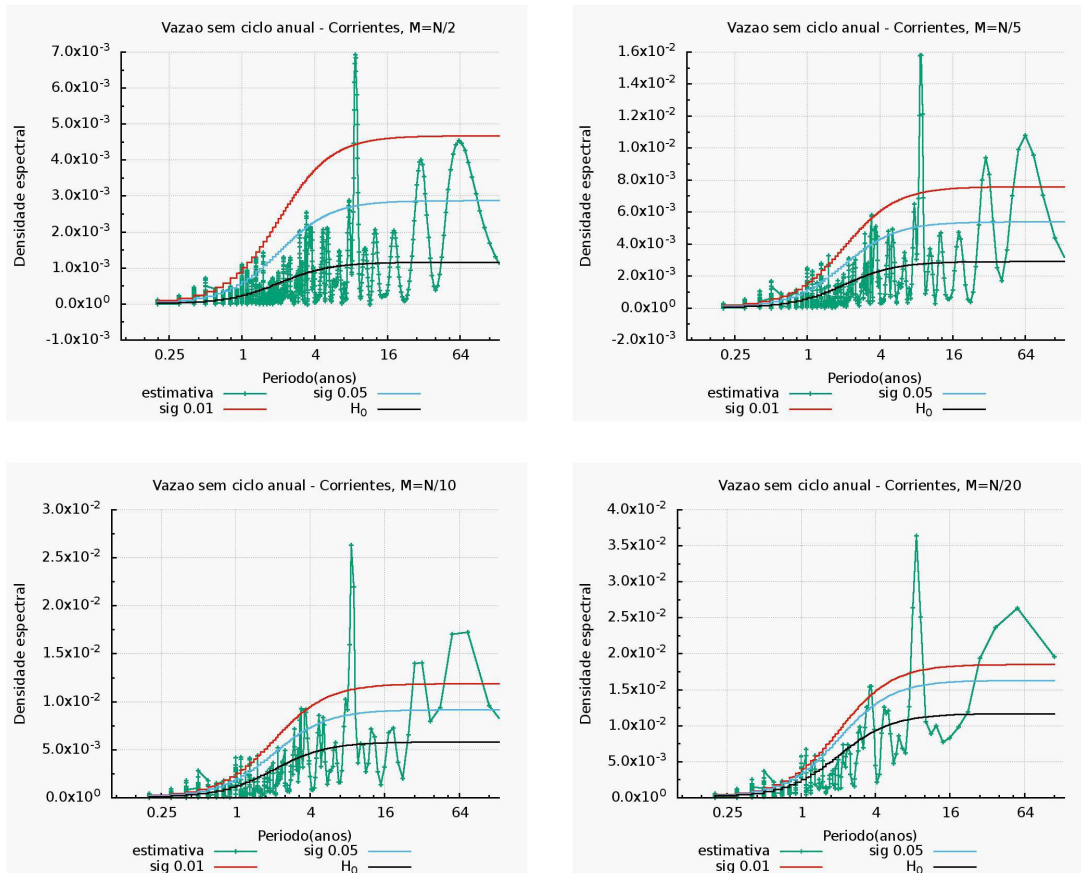


Figura 19 – Exemplo do teste de *lag*-máximo para os valores de $N/2$, $N/5$, $N/10$ e $N/20$, caso da Vazão de Corrientes.

Os valores de $N/10$ e $N/20$ possuem menor quantidade de harmônicos, podendo não mostrar um pico referente à uma frequência obtida pelo ICEEMDAN. Por exemplo, $N/20$ não mostra o pico em torno de 30 anos, que aparece nos demais espectros. Períodos em torno de 30 anos são encontrados em mais de uma série de vazão pelo ICEEMDAN. Para $N/10$ há menor resolução nos dois últimos picos em uma região do espectro em que pequenas distâncias envolvem muitos anos (escala logarítmica).

O valor de $N/2$ é o maior valor que o *lag*-máximo pode assumir e produz a maior variância, podendo mostrar picos espúrios (uso da quantidade máxima de harmônicos) que removem parte da energia em termos de amplitude de picos realmente esperados. Por exemplo, $N/2$ com 5% de significância não mostra o pico de 2,2 anos que pode estar associado à oscilação bianual, mas mostra o pico de 1,5 anos e de 3 anos, que diferem em mais de 6 meses de um período médio de 2 anos.

O valor de $N/5$ evita a omissão de picos que são esperados para a série com uma boa resolução, esta opção foi adotada, embora também apresente grande variância do estimador. Esta variância é compensada em parte pelo alongamento da série que é a adição de zeros às bordas para aumentar a resolução espectral. Foi utilizado um alongamento de 10 vezes o tamanho original de cada série, conforme os testes apresentados por (SABOIA, 2010) para séries sintéticas.

(c) Significância das estimativas espectrais

O teste de significância das estimativas espectrais é feito com o ajuste de uma hipótese nula ao espectro estimado. A hipótese nula é um espectro teórico de um processo estocástico (Figura 20). O espectro do ruído branco pode ser usado se a autocorrelação de primeira ordem não for significativamente diferente de zero. Do contrário, pode ser usado o espectro de um ruído vermelho (WILKS, 2011; GILMAN; FUGLISTER; JR, 1963).

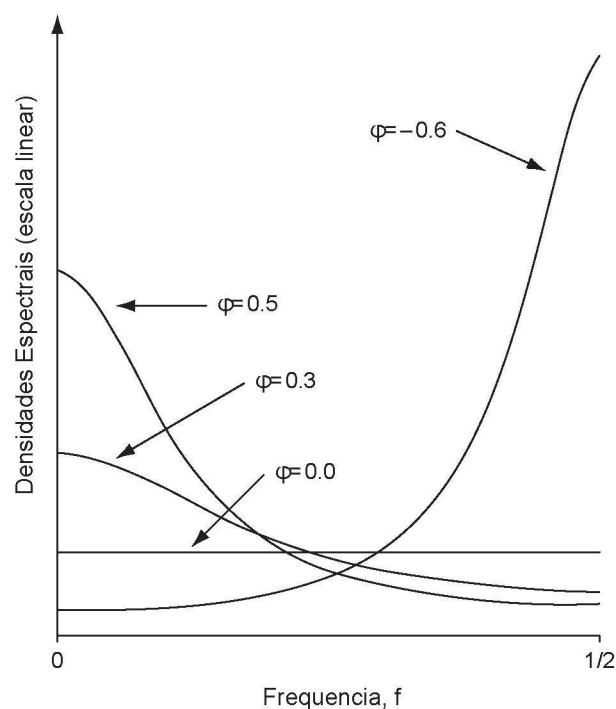


Figura 20 – Espectros teóricos: ruído branco (autocorrelação de primeira ordem, φ , é nula) como uma linha reta, pois todas as frequências têm a mesma energia; ruído vermelho ($\varphi > 0$) como uma curva em que frequências menores têm maior energia; ruído azul ($\varphi < 0$) como uma curva em que frequências maiores tem maior energia. Fonte: adaptado de Wilks (2011).

Nesta dissertação, foi utilizado o espectro teórico de um processo autorregressivo de primeira

ordem (AR(1)):

$$S_k = \bar{s} \left[\frac{1 - \rho_1^2}{1 + \rho_1^2 - 2\rho_1 \cos \left[\frac{\pi k}{m} \right]} \right] \quad (3.20)$$

Onde $k = 0 \dots m$ são os harmônicos, sendo m o *lag*-máximo. ρ_1 é a autocorrelação de primeira ordem da série, \bar{s} é a média das estimativas espectrais e corresponde ao ajuste do espectro teórico de ruído branco. Nota-se que caso a autocorrelação de ordem 1 da série seja muito pequena, o espectro do AR(1) tende à reta do espectro teórico do ruído branco. Os limites de confiança são o produto do valor da hipótese nula em qualquer harmônico k pela estatística de teste, que corresponde à razão da magnitude da estimativa espectral em relação à magnitude local do contínuo do espectro (MITCHELL et al., 1966). Tuckey (1950) estimou a distribuição desta razão como uma qui-quadrada dividida pelos graus de liberdade, χ^2/ν , onde os graus de liberdade são:

$$\nu = \frac{2N - m/2}{m} \quad (3.21)$$

3.2.6 Comparações entre as séries

A correlação de Pearson não aplica uma pré-ordenação dos dados, por isso mantém a ordem de ocorrência dos eventos das séries correlacionadas. Devido à importância da sequência das observações, as correlações de Pearson com *lag* igual a zero são utilizadas para comparar as séries de índices climáticos e modos de TSM às séries de precipitação e vazão e, também, para comparar as IMFs obtidas destas séries totais. Lags diferentes de zero podem ser usados devido à defasagem temporal entre a ocorrência do fenômeno em sua origem (geralmente sobre uma ou mais regiões oceânicas) e o local de influência (área de estudo).

No primeiro caso, correlações entre séries totais apenas, a significância das correlações foi testada para uma distribuição t-Student com $n' - 2$ graus de liberdade, onde n' é o número efetivo de membros independentes, dado por:

$$n' = N \frac{(1 - \rho_A * \rho_B)}{(1 + \rho_A * \rho_B)} \quad (3.22)$$

Onde ρ_A e ρ_B são as autocorrelações de primeira ordem das séries A e B. A estatística de teste t_{calc} para o coeficiente de correlação de Pearson (ρ) é:

$$t_{calc} = |\rho| \frac{\sqrt{|n' - 2|}}{\sqrt{|1 - \rho^2|}} \quad (3.23)$$

No segundo caso, uma ou ambas as séries correlacionadas se tratam de IMFs, as quais possuem características de séries suavizadas com forte estrutura de autocorrelação devido ao próprio processo de sua obtenção. A premissa de independência entre os membros de uma série não é satisfeita e, devido à forte estrutura de autocorrelação, não é suficiente a utilização de n' , que se torna muito pequeno. A Figura 21 mostra um exemplo da função de autocorrelação (FAC) e da função de autocorrelação parcial (FACP) para uma IMF. Nota-se que as autocorrelações parciais só atingem a nulidade após o quarto *lag* e esta queda do valor da FACP a zero não é abrupta.

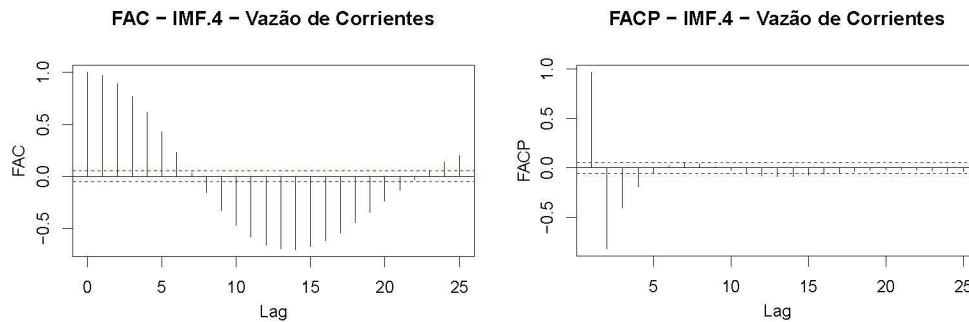


Figura 21 – FAC da IMF.4 da vazão de Corrientes (à esquerda) e FACP da IMF.4 da vazão de Corrientes (à direita).

Em casos como este, é sugerido o uso de testes com simulações de Monte Carlo para a obtenção de uma distribuição de probabilidades adequada (STORCH; NAVARRA, 1995; DETZEL, 2015). Por esta razão, quando pelo menos uma das séries correlacionadas é uma IMF, usa-se o teste de significância de Ebisuzaki (1997), cujo objetivo é gerar um número de séries sintéticas que mantêm o mesmo espectro de potências da série original, porém com fases aleatórias.

O processo é o seguinte: primeiro, a transformada discreta de Fourier é calculada para a série original; segundo, um dado número de séries de Fourier com fases aleatórias e mesmo espectro de potência da série original são geradas; terceiro, as séries sintéticas no domínio do tempo são calculadas pela transformada inversa de Fourier. Os passos de 1 a 3 são realizados para ambas as séries originalmente correlacionadas. Quarto, uma distribuição de probabilidades é calculada a partir do conjunto de valores de correlações calculadas entre as séries geradas; quinto: a probabilidade da correlação original é acessada a partir desta distribuição de probabilidades. Este procedimento é ilustrado pelo fluxograma na Figura 22.

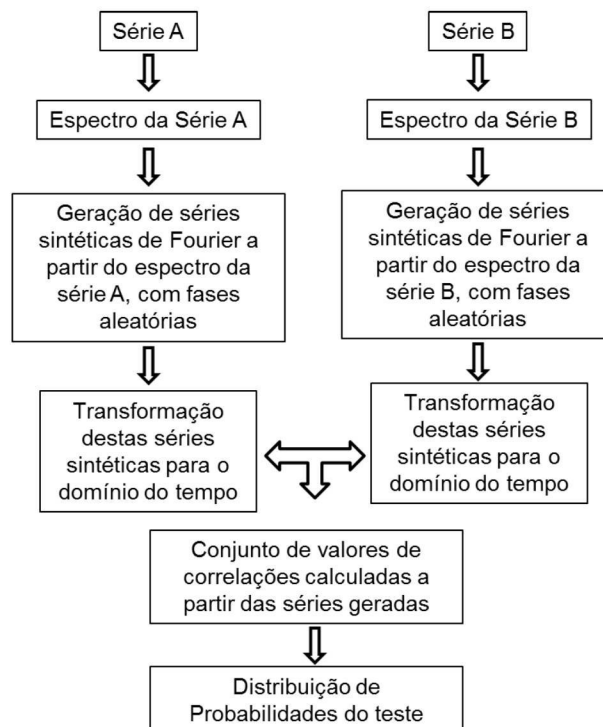


Figura 22 – Fluxograma do teste de significância para correlações com IMFs.

A significância da correlação original para um teste unilateral da distribuição criada especificamente para a dada correlação, só é válida se a menor probabilidade da distribuição for inferior ao

inverso do número de iterações (*mccount*) utilizadas na simulação de Monte Carlo:

$$(p - \text{valor})_{\min} < \frac{1}{mccount} \quad (3.24)$$

A aplicação deste teste foi realizada com a ferramenta de Macias-Fauria et al. (2012). O valor de *mccount* foi escolhido como aquele que, com o menor tempo computacional, era capaz de satisfazer o critério anterior, acessando a significância da maior parte das correlações de uma matriz de correlações entre todas as IMFs de uma série A e todas as IMFs de uma série B.

3.2.7 Contribuição de oscilações climáticas aos eventos extremos

A seleção dos extremos de precipitação e vazão foi feita com a adoção de um limite calculado pela soma da média da série ao produto do desvio padrão por um fator (Tabela 5). Este fator pode ser maior ou menor se a amplitude total da série for maior ou menor. Por isso, foi escolhido com base na série, para seleção de no máximo cinco extremos com uma boa separação temporal. Em alguns casos, a reamostragem da série para seleção de um máximo a cada 3 anos (ou 5 anos) antes da aplicação do critério foi necessária para evitar a proximidade entre os eventos. Esta seleção de extremos é semelhante aquela empregada em Antico, Torres e Diaz (2016).

Tabela 5 – Fatores para seleção de extremos

	Precipitação		Vazão	
	Fator p/ máximos	Fator p/ mínimos	Fator p/ máximos	Fator p/ mínimos
Área 1	2,5	-1,20	3,25	-1,23
Área 2	3,25	-1,88	4,00	-1,15
Área 3	2,55	-1,64	3,25	-1,55
Área 4	2,15	-1,50	2,50	-1,88
Área 5	2,35	-1,62	3,50	-1,83

Após a identificação de qual ou quais oscilações correspondem a uma dada IMF de uma dada série hidrológica, a contribuição da oscilação é dada como o próprio valor da IMF na data do extremo em questão. Havendo uma ou mais IMFs de mesmo período para uma série temporal, a contribuição da oscilação que contém este período é dada pela soma das contribuições individuais destas IMFs. Também é dada a contribuição da IMF residual, ou tendência da série extraída pelo método do ICEEM-DAN, a qual não corresponde a uma oscilação, porém, pode conter efeitos de oscilações cujo período completo não é observado na série.

3.2.8 Estruturação dos procedimentos aplicados

A sequência na qual os métodos foram aplicados às séries temporais para alcance dos objetivos específicos é listada a seguir.

1. Aplicação da análise de componentes principais (ACP) aos dados de precipitação disponibilizados, LAB50, com e sem filtro gaussiano, para determinação das áreas de estudo com o auxílio de zonas de forçantes climáticas uniformes, a fim de garantir a amostragem dos ciclos de interesse da presente dissertação.
2. Obtenção das séries de vazão e precipitação na escala diária, e demais séries de estudo quem representem as possíveis origens avaliadas para a variabilidade climática. Cálculo destas sé-

ries na escala mensal (acumulados mensais de precipitação, vazões médias mensais e valores médios mensais dos índices climáticos), com preenchimento de falhas quando necessário.

3. Determinação das funções de modo intrínseco (IMFs) pelo método ICEEMDAN, utilizando como entrada as séries totais sem a remoção dos ciclos anuais ou das tendências, uma vez que este método se encarrega das devidas distinções. Nesta etapa, obtém-se os modos que compõem a série temporal, os quais estão na mesma unidade de medida e no mesmo domínio em que a variável foi amostrada. A decomposição em modos intrínsecos é parte da proposta de identificação da variabilidade climática presente nas séries hidrometeorológicas.
4. Análise espectral das séries totais após a remoção de uma tendência linear (e com ou sem a remoção do ciclo anual, conforme a variável) e análise espectral de suas respectivas IMFs. Nesta etapa, é feita a quantificação dos valores dos períodos dos ciclos identificados na decomposição, correspondentes às frequências características das IMFs. É feita também, a verificação dos períodos referentes às IMFs, comparando-os aos períodos relevantes à série temporal, os quais são distinguidos como aqueles que sobressaem ao intervalo de confiança. Não é feita a análise espectral da IMF residual, que por muitas vezes não se tratar de um ciclo e sim de uma tendência, e, portanto, não teria um período característico nestas situações.
5. Identificação das relações entre os modos (IMFs) detectados nas séries hidrológicas e as IMFs de séries de oscilações climáticas globais pela correlação de Pearson de *lag* zero. Avaliação da significância de cada correlação encontrada. Neste ponto, espera-se esclarecer a origem dos ciclos observados nas séries hidrometeorológicas.
6. Seleção de eventos extremos históricos raros (como as cheias de 1983 ou 1992) e verificação da contribuição das IMFs (e respectivos modos climáticos) a estes eventos, seguindo o procedimento de Antico, Torres e Diaz (2016). Neste ponto, deseja-se verificar se em extremos raros a contribuição das IMFs é de mesmo sinal, sugerindo a sobreposição de fases positivas ou negativas; e verificar quais IMFs são responsáveis pela maior contribuição. Nesta etapa, por vezes, a reamostragem de uma série em escalas de tempo inferiores à mensal (como a cada 3 ou 5 anos) se faz necessária. Foi adotado este procedimento para selecionar eventos distantes temporalmente, de modo que as contribuições possivelmente demonstrassem a sobreposição construtiva de diferentes oscilações.

4 Área de estudo

A bacia hidrográfica do Rio Paraná foi escolhida como região para aplicação dos métodos estudados. Dentre as razões para escolha, está a disponibilidade de séries históricas extensas e de registros históricos de extremos observados inclusive antes da instalação das estações de monitoramento atualmente utilizadas. Também contribuiu para a escolha a influência de diversas forçantes climáticas, como demonstrado no item 4.2 e a possibilidade de comparação de resultados com os de outros estudos já realizados.

4.1 Características gerais

A bacia hidrográfica do Rio Paraná abrange no total quatro países: nordeste da Argentina, o centro-sul do Brasil, a porção leste do Paraguai e o norte do Uruguai. A ANA classifica esta bacia hidrográfica como uma região hidrográfica única, a qual abrange parte dos estados de São Paulo, Paraná, Mato Grosso do Sul, Minas Gerais, Goiás, Santa Catarina e Distrito Federal. Esta região é a mais populosa e de maior desenvolvimento econômico do país, possui a maior demanda por recursos hídricos (cerca de 31% da demanda nacional), e o maior aproveitamento do potencial hidráulico. A Figura 23 mostra a extensão da bacia hidrográfica do Rio Paraná no Brasil.

Em setembro de 1992, o Banco Mundial aprovou um empréstimo à Argentina para cobrir parte dos danos causados pela cheia histórica de 1992. Neste mesmo período, o Banco teve acesso a imagens de satélite que evidenciavam severo assoreamento dos afluentes do Rio Paraná, os quais se encontravam cercados de áreas agrícolas. Por esta razão, incumbiu técnicos da Região de investigar se o deflorestamento e as mudanças do uso da solo estariam tornando a região mais propensa às inundações, tornando as cheias mais severas e frequentes. No Relatório Técnico apresentado (ANDERSON; SANTOS; DIAZ, 1993), concluiu-se que as mudanças no regime de chuvas eram a principal explicação para as mudanças observadas nas vazões. Além disso, levantaram-se três outros fatores possivelmente influentes nas cheias:

1. Avanço da produção industrial e agrícola na região
2. Desenvolvimento hidrelétrico
3. Alteração no clima (possivelmente antropogênica)

Inicialmente Anderson, Santos e Diaz (1993) buscaram responder se as cheias haviam se tornado mais frequentes e/ou severas na região. Os autores separaram as séries históricas de Corrientes e Posadas em duas subamostras e testaram se seus ajustes eram significativamente diferentes para uma confiabilidade de 90% ($\alpha = 10\%$), rejeitando a hipótese de que as subamostras eram a mesma distribuição. Anderson, Santos e Diaz (1993) notaram um "*shift*"significante nas vazões médias de Corrientes entre as sub amostras 1901-67 e 1968-92, com um aumento na série de vazões (máximas, mínimas, e médias).

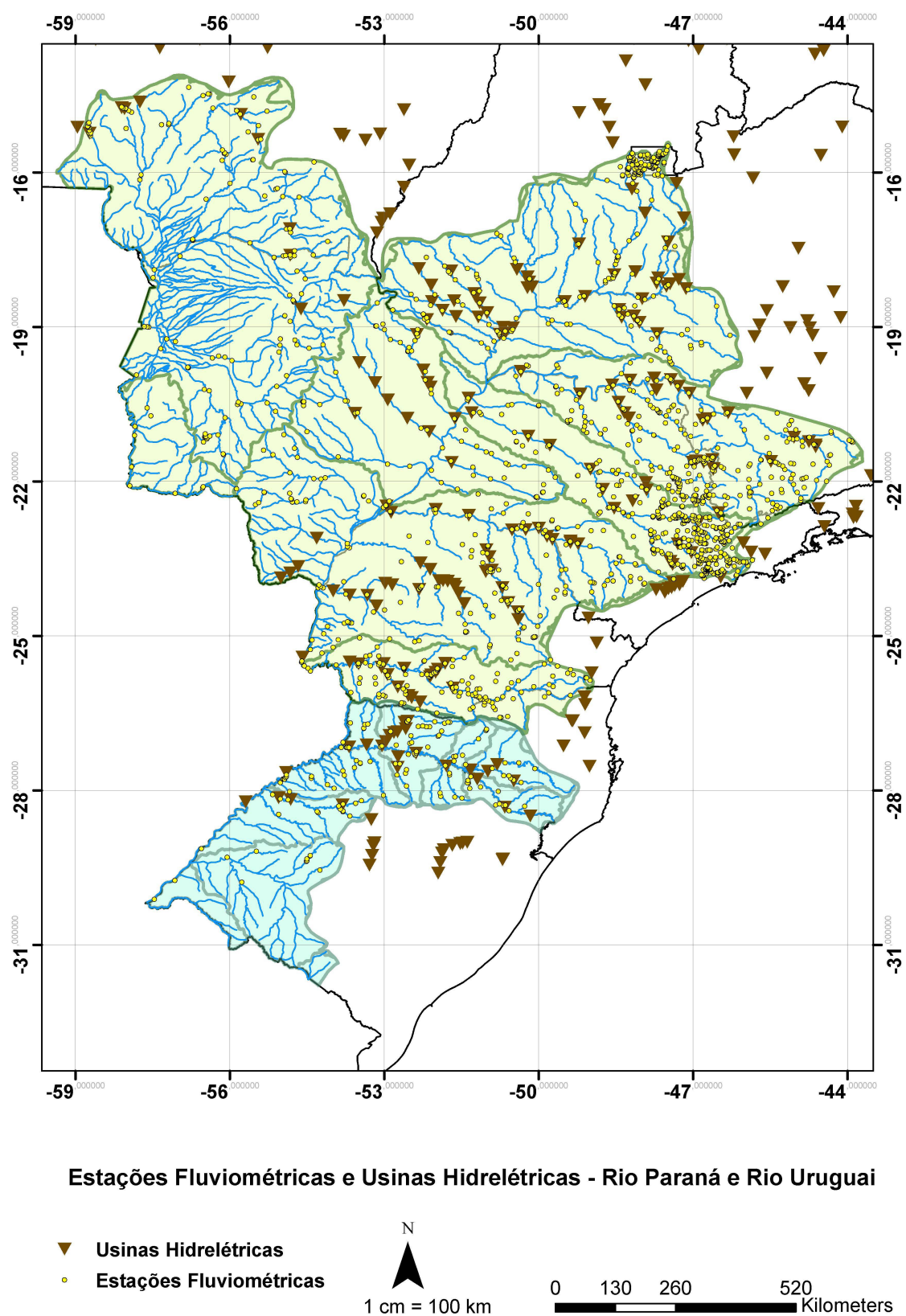


Figura 23 – Bacia hidrográfica do Rio Paraná-Prata: estações fluviométricas (círculos) e usinas hidrelétricas (triângulos).

Além da avaliação de subamostras das séries históricas, os autores apresentaram registros de cheias históricas em Corrientes anteriores ao início da série. Um registro (em 1812, com 58.000 m³/s) superou a cheia de 1983 (54.700 m³/s) e outros dois (em 1858 e 1878 com 52.000 e 51.000 m³/s, respectivamente) também superaram a cheia de 1992 (50.800 m³/s). Em 1905, início da série histórica, já havia sido observado um registro de 50.000 m³/s. Estes registros históricos enfraqueciam a hipótese de que as cheias estariam se tornando mais severas ou frequentes, mesmo com a diferença observada entre as subamostras no teste de hipóteses.

Quanto ao avanço da produção industrial e agrícola, segundo Anderson, Santos e Diaz (1993), as mudanças no uso do solo na bacia hidrográfica do Rio Paraná ocorreram nas décadas de 30 e 40 com a produção do café e depois ao final da década de 60 quando o café foi substituído pela soja e pela cana. Na bacia hidrográfica do Rio Paraguai em 1945, cerca de 55% da região leste era coberta por florestas, reduzindo a 15% até a década de 90. Na ausência de dados de uso do solo consistentes e suficientes para as bacias hidrográficas, Anderson, Santos e Diaz (1993) não puderam introduzir variáveis de uso do solo para avaliar diretamente sua significância estatística no comportamento das vazões. Por esta razão, dividiram as séries históricas de precipitação e vazão em subamostras conforme os períodos associados às mudanças no uso do solo. Dessa forma, a importância do fator uso do solo seria avaliada por possíveis alterações na relação chuva-vazão entre as subamostras produzidas, sendo que para as séries completas esta relação foi estimada em cerca de 90%. Como não houve mudança significativa na dependência que a vazão tem em relação à precipitação para as diferentes subamostras, conclui-se que a mudança do uso do solo poderia sim ter algum papel, porém não significativo.

Quanto aos reservatórios de regularização, Anderson, Santos e Diaz (1993) destacaram o potencial de amortecimento de cheias nos meses chuvosos e aumento nas vazões mínimas nos meses secos, e estabilização dos valores médios. Este efeito foi notado devido à maior uniformidade das vazões após o ano de 1968. Quanto à uma possível alteração no clima, Anderson, Santos e Diaz (1993) mencionaram que os resultados da análise das séries históricas eram coerentes com as sugestões dos modelos climáticos globais quanto a uma intensificação do fenômeno El Niño. Por fim, Anderson, Santos e Diaz (1993) concluíram que não há evidência estatística de fatores significativos a não ser a própria precipitação contribuindo para o aumento das vazões. Há sim evidências de que, em níveis menos extremos de precipitação, a bacia de drenagem produz maior escoamento superficial para a quantidade precipitada do que costumava produzir. Contudo, este aumento do escoamento não é expressivo para precipitações extremas, não havendo, portanto, evidências de que mudanças estruturais tenham influenciado significativamente as cheias.

4.2 Zonas de forçantes climáticas uniformes

A extensão espacial da bacia hidrográfica do rio Paraná-Prata, dentre outras características como topografia e a localização, permite que haja heterogeneidade climática e hidrológica. Zonas de forçantes climáticas uniformes foram definidas dentro desta grande área com base no método proposto por O'Kane (1992), e com o uso da ACP (GRIMM, 2011; GRIMM; SABOIA, 2015; GRIMM et al., 2016; SABOIA, 2010).

Conforme o método descrito no item 3.2.3, a ACP das séries de precipitação disponíveis na área total da bacia hidrográfica do Paraná entre as latitudes de 10° e 40°S, e as longitudes de 70° e 40°O produziu oito modos de variabilidade total (interanual + interdecadal, com dados não filtrados), rotacionados e não rotacionados, e oito modos de variabilidade interdecadal (com dados filtrados com o filtro gaussiano para remoção de ciclos com períodos inferiores a 8 anos), rotacionados

e não rotacionados. Foram utilizadas as séries de precipitação do conjunto de dados LAB50 no período de 1950 a 2010.

A partir da observação dos modos, duas zonas de forçantes climáticas uniformes, com comportamentos diferentes, foram identificadas. A primeira área está no nordeste da bacia hidrográfica do rio Paraná-Prata, a qual foi observada (Figuras 24, 25):

- no primeiro modo não rotacionado de variabilidade total (23,30% da variância),
- no primeiro modo rotacionado de variabilidade total (15,04%),
- no terceiro modo rotacionado de variabilidade total (12,37%),
- no primeiro modo não rotacionado de variabilidade interdecadal (23,03% da variância),
- no primeiro modo rotacionado de variabilidade interdecadal (15,19%),
- no sétimo modo rotacionado de variabilidade interdecadal (8,63%).

Comparando estes modos (Figuras 24, 25) e a delimitação das sub bacias do Rio Paraná (Figura 23), optou-se por selecionar uma bacia hidrográfica compreendida entre as latitudes de 19° a 21°S, e as longitudes de 42° a 48°O.

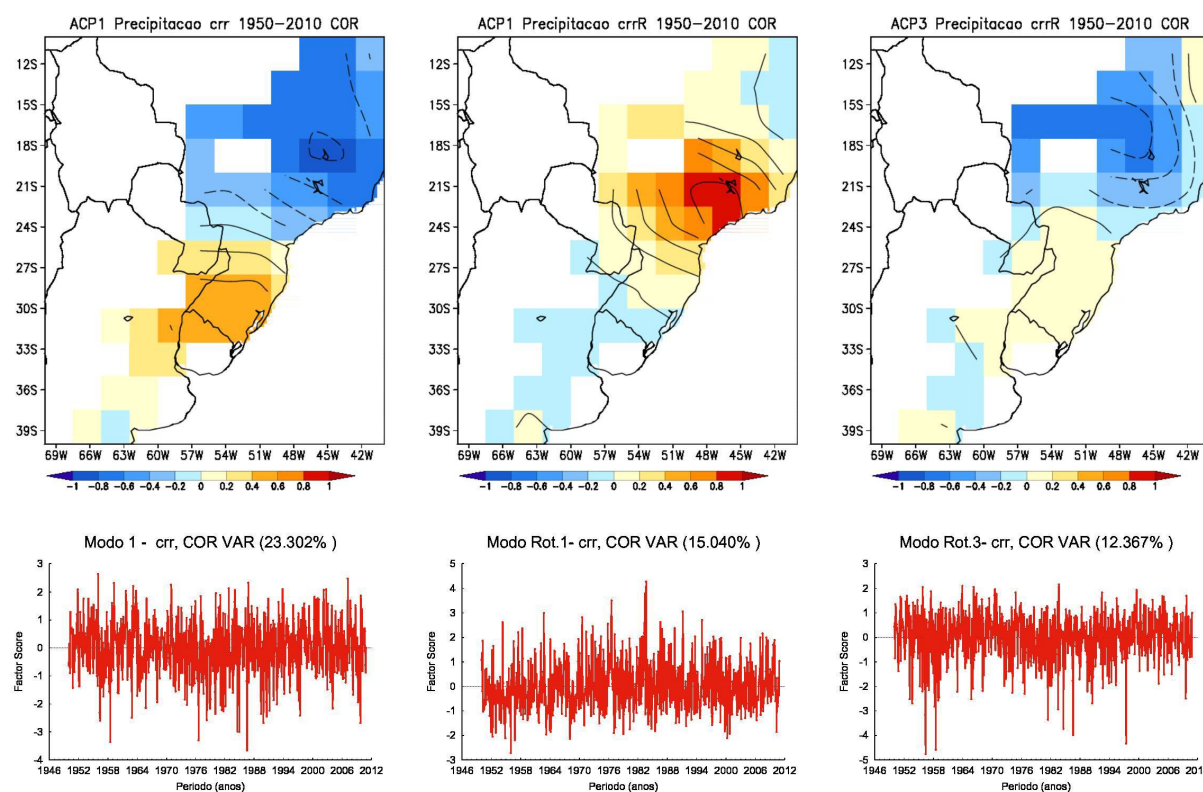


Figura 24 – (Esquerda) Primeiro modo não rotacionado de variabilidade total; (Centro e Direita) Primeiro e terceiro modos rotacionados de variabilidade total, relacionados com o primeiro modo não rotacionado. Acima as classes fatoriais e abaixo as pontuações. O primeiro modo não rotacionado apresenta duas áreas de comportamentos opostos. Já os correspondentes modos rotacionados enfocam a área no nordeste da bacia hidrográfica do Rio Paraná.

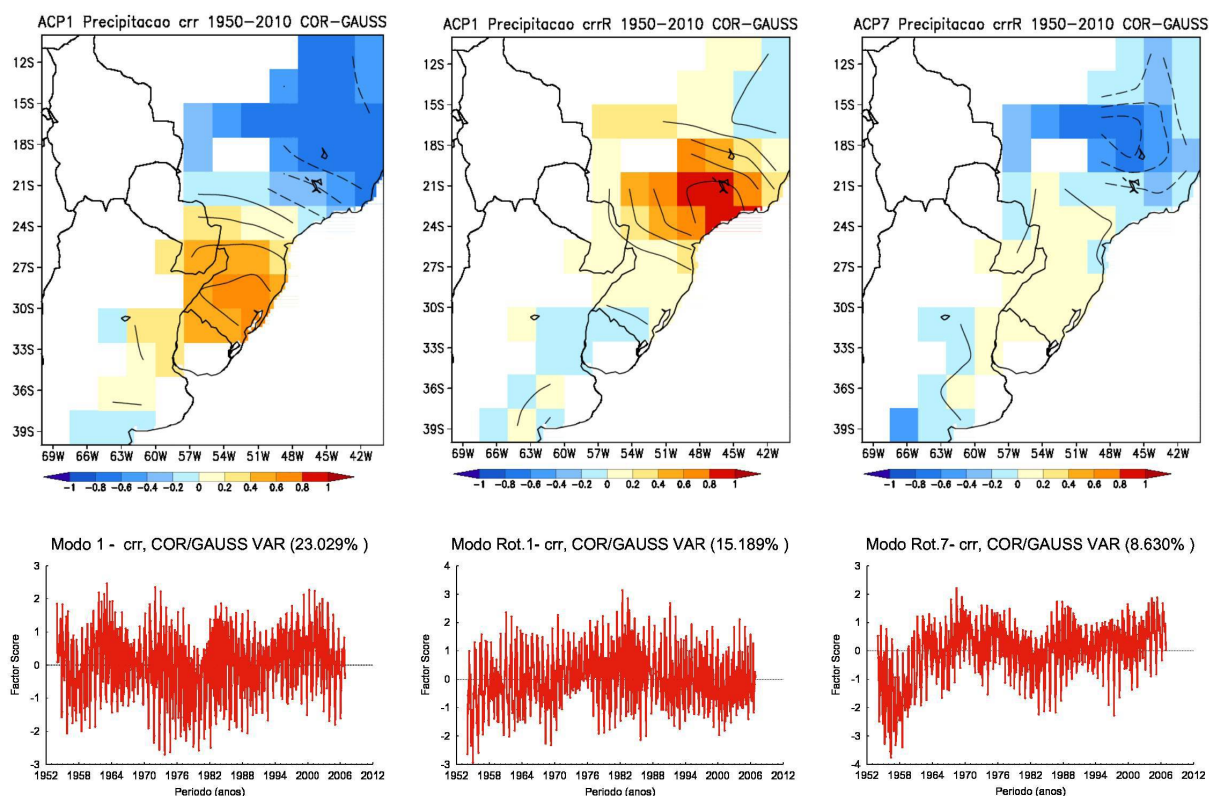


Figura 25 – (Esquerda) Primeiro modo não rotacionado de variabilidade interdecadal; (Centro e Direita) Primeiro e sétimo modos rotacionados de variabilidade interdecadal, relacionados com o primeiro modo não rotacionado. Acima as classes fatoriais e abaixo as pontuações. O primeiro modo não rotacionado interdecadal apresenta duas áreas de comportamentos opostos, semelhantes àquelas observadas no primeiro modo não rotacionado de variabilidade total da Figura 24 (à esquerda). Já os correspondentes modos rotacionados enfocam novamente a área no nordeste da bacia hidrográfica do Rio Paraná.

A segunda área está presente nos seguintes modos (Figuras 26, 27):

- no primeiro modo não rotacionado de variabilidade total (23,30% da variância),
- no quarto modo rotacionado de variabilidade total (9,78%),
- no quinto modo rotacionado de variabilidade total (9,68%),
- no primeiro modo não rotacionado de variabilidade interdecadal (23,03% da variância),
- no segundo modo rotacionado de variabilidade interdecadal (12,65%),
- no quarto modo rotacionado de variabilidade interdecadal (10,33%).

Para a segunda área, optou-se por selecionar uma bacia hidrográfica que abrangesse a porção sudoeste do Estado do Paraná.

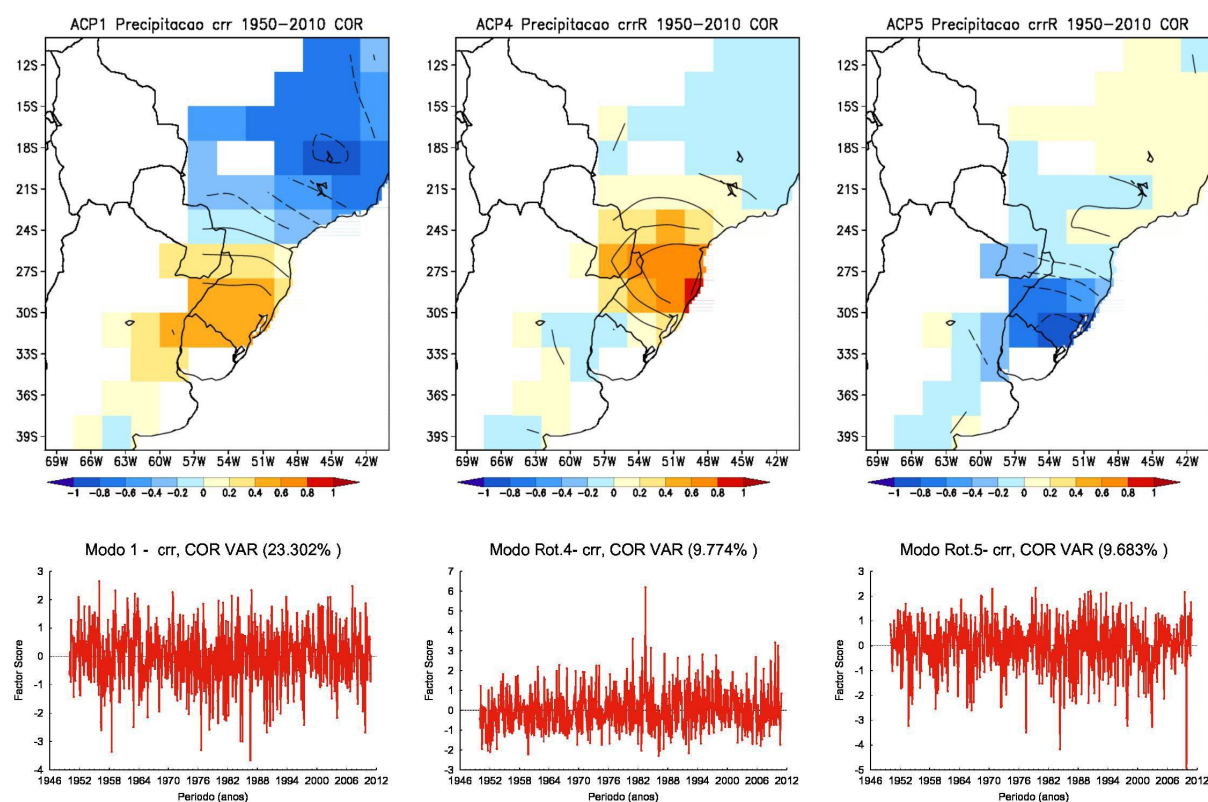


Figura 26 – (Esquerda) Primeiro modo não rotacionado de variabilidade total; (Centro e Direita) Quarto e quinto modos rotacionados de variabilidade total, relacionados com o primeiro modo não rotacionado. Acima as classes fatoriais e abaixo as pontuações. O primeiro modo não rotacionado apresenta duas áreas de comportamentos opostos. Já os correspondentes modos rotacionados enfocam a área no sudoeste da bacia hidrográfica do Rio Paraná.

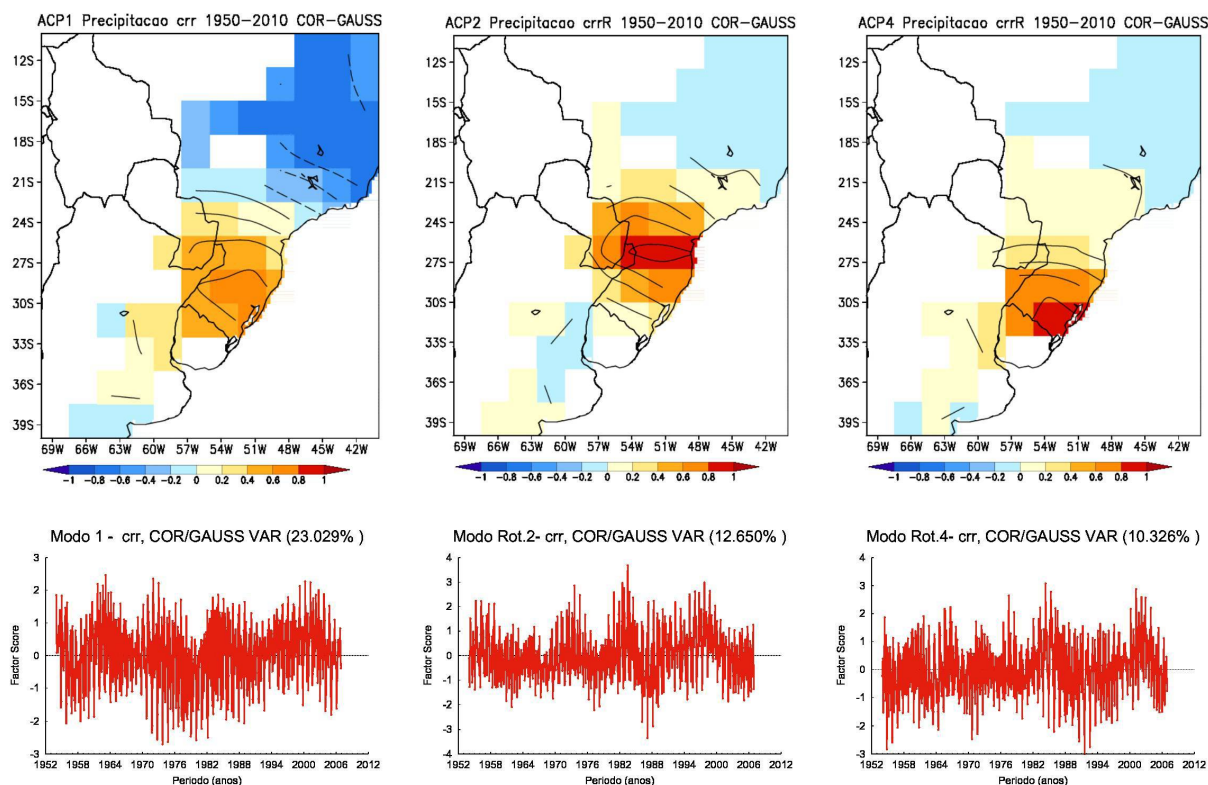
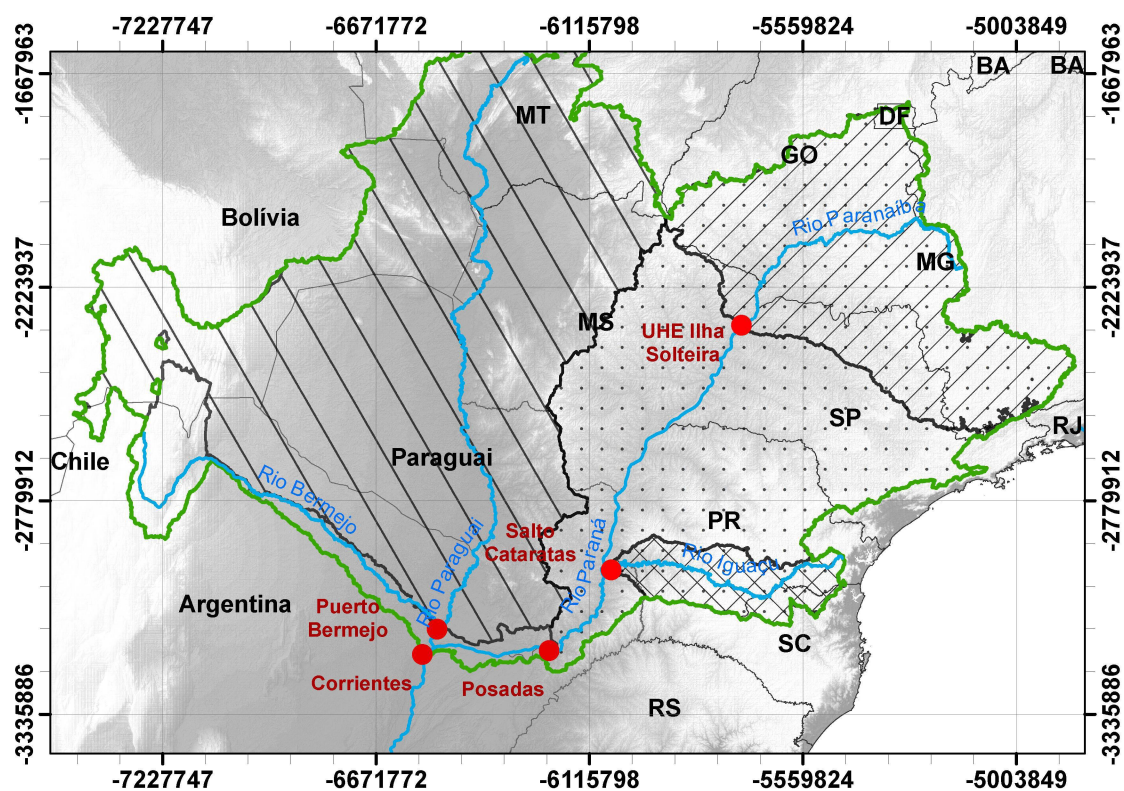


Figura 27 – (Esquerda) Primeiro modo não rotacionado de variabilidade interdecadal; (Centro e Direita) Segundo e quarto modos rotacionados de variabilidade interdecadal, relacionados com o primeiro modo não rotacionado. Acima as classes fatoriais e abaixo as pontuações. O primeiro modo não rotacionado interdecadal apresenta duas áreas de comportamentos opostos, semelhantes àquelas observadas no primeiro modo não rotacionado de variabilidade total da Figura 26 (à esquerda). Já os correspondentes modos rotacionados enfocam novamente a área no sudeste da bacia hidrográfica do rio Paraná.

Na delimitação destas zonas de forçantes climáticas uniformes, buscou-se usar a maior área possível sem a incorporação de comportamentos contrastantes (sinais opostos de classes fatoriais) e de modo que os limites compreendessem a área de drenagem de uma bacia hidrográfica. Assim, as áreas delimitadas foram a bacia hidrográfica que compõe a junção do Rio Paranaíba e Rio Grande (Área 1, Figura 28) e a bacia hidrográfica do Rio Iguaçu (Área 2, Figura 28), até a sua foz no Rio Paraná.

Uma área ainda maior (Área 3, Figura 28), que compreendesse a junção entre as duas anteriores, foi selecionada a fim de demonstrar que zonas de forçantes climáticas uniformes contrastantes, quando incorporadas a uma única área, produzem sinais misturados (ou não fundamentais). Para este caso, foi utilizada a área da bacia hidrográfica do Rio Paraná após sua junção com o afluente Iguaçu (Posadas, Argentina). Esta junção permite a comparação deste trabalho aos estudos já desenvolvidos com o CEEMDAN para vazões (ANTICO; SCHLOTTHAUER; TORRES, 2014; ANTICO; TORRES; DIAZ, 2016). Foram ainda usadas as vazões do Rio Paraguai antes de sua foz no Rio Paraná (Puerto Bermejo, Paraguai) e as vazões após a junção entre o Rio Paraguai e o Paraná (Corrientes, Argentina), que são as áreas 4 e 5 da Figura 28, respectivamente.



Áreas de Estudo

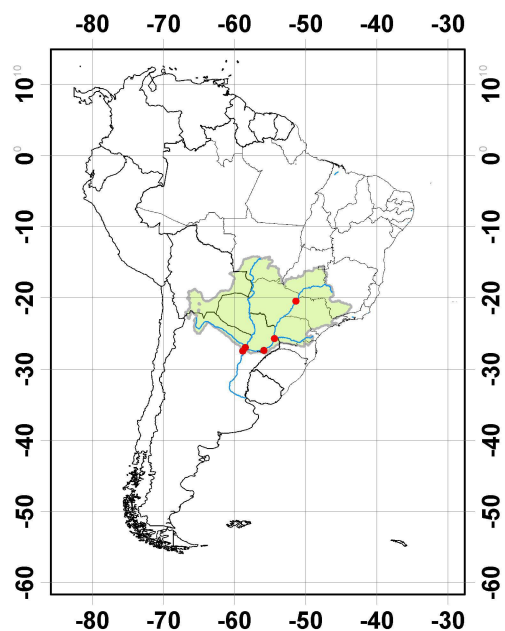
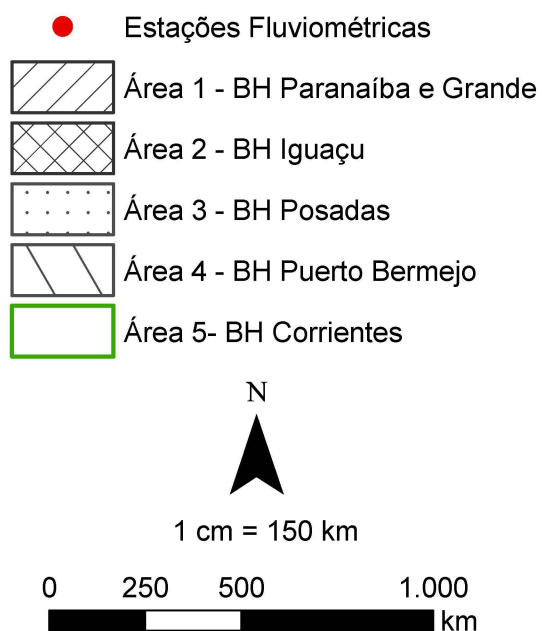


Figura 28 – Áreas de Estudo na Bacia hidrográfica do Rio Paraná.

4.3 Ciclos anuais nas áreas de estudo

A remoção dos ciclos anuais é feita conforme o item 3.2.1 para as séries de precipitação e vazão descritas no item 3.1 das áreas de estudo apresentadas na Figura 28.

Os ciclos anuais (Figura 29) possuem diferentes comportamentos nestas áreas. Na área 1, bacia hidrográfica dos Rios Paranaíba e Grande, o ciclo anual de precipitação é bem definido, com máximos de precipitação no verão, entre dezembro e fevereiro, e mínimos no inverno, entre junho e agosto (GRIMM, 2011). O comportamento das precipitações médias acumuladas sobre as bacias hidrográficas de Posadas, Puerto Bermejo e Corrientes (áreas 3, 4 e 5, respectivamente) é semelhante a este.

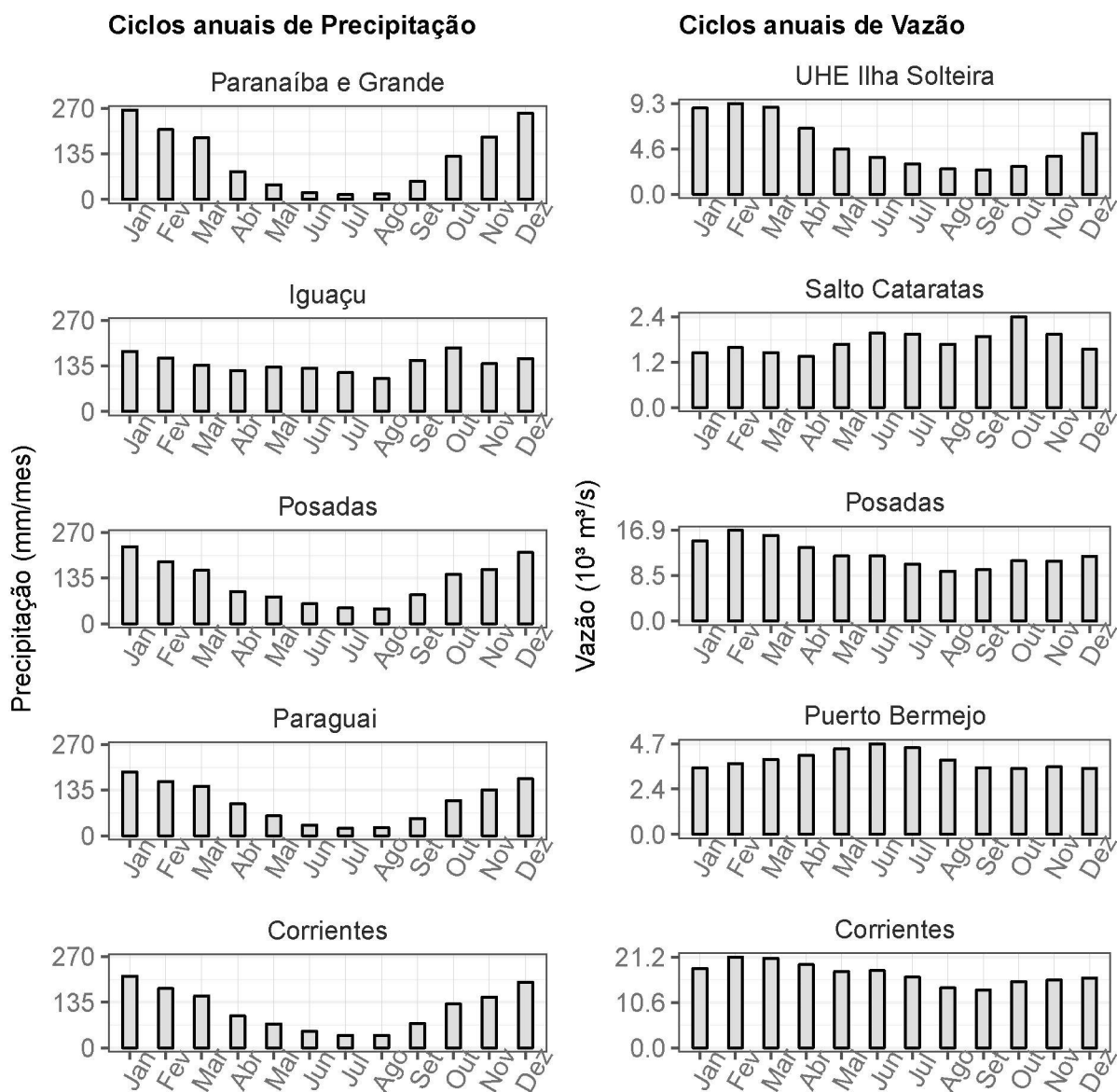


Figura 29 – Ciclos anuais nas áreas de estudo: Precipitação (à esquerda) e Vazão (à direita).

Na área 2, bacia hidrográfica do Rio Iguaçu, o ciclo anual de precipitação é bastante uniforme, com precipitações bem distribuídas durante o ano. Este comportamento é característico da parte sudeste da América do Sul (GRIMM, 2011), que recebe umidade da região central.

Os ciclos anuais de vazão mostram que há defasagens visíveis entre máximos e mínimos de precipitação e vazão para as áreas maiores 3, 4 e 5, enquanto as áreas menores 1 e 2 preservam aproximadamente o comportamento temporal da precipitação na vazão, embora seja perceptível alguma defasagem para a área 1. Na área 3, Posadas, há defasagem de cerca de 1 mês, com redução da amplitude entre meses úmidos e secos devido à influência da área 2, Iguaçu, de precipitação e vazão mais uniformes.

Na área 4, bacia hidrográfica de Puerto Bermejo, observa-se que a vazão é muito mais uniforme que a precipitação, o que demonstra a influência de outros fatores, como a umidade provinda do degelo nos Andes e a característica topográfica que, por ter menores declives, provoca um tempo maior de concentração da umidade recebida. A defasagem entre os extremos de precipitação e vazão nesta área é de cerca de 4 a 5 meses.

Na área 5, bacia hidrográfica de Corrientes, há a combinação dos comportamentos das áreas à montante. O ciclo anual de vazão é mais uniforme que o de precipitação, com menor amplitude entre extremos, embora ainda haja diferenças entre o máximo no final do verão e o mínimo no final do inverno. Assim como na área 3, Posadas, a menor amplitude se deve à influência do regime uniforme visto na área 2, Iguaçu, e, além disso, à influência de Puerto Bermejo que provoca um segundo máximo de vazão em torno de junho (ANTICO; SCHLOTTHAUER; TORRES, 2014).

5 Resultados e discussão

Neste capítulo são apresentados os resultados da identificação da variabilidade climática presente em séries hidrológicas, da origem associada, e da contribuição à eventos extremos. Primeiro, são apresentados os resultados para índices climáticos (item 5.1) e modos climáticos de TSM (item 5.2), aos quais a variabilidade presente nas séries hidrológicas pode estar associada, demonstrando sua origem. Em segundo, são apresentados os resultados para precipitações acumuladas mensais médias sobre as bacias hidrográficas e para as vazões em cada área estudada, desde a montante do Rio Paraná, em sua porção Nordeste, até a jusante, em Corrientes, após a junção com o Rio Paraguai (item 5.3).

Nos itens mencionados, as densidades espectrais de potências (DEP) e a decomposição em IMFs pelo ICEEMDAN são apresentadas para todas as séries temporais analisadas como parte da identificação da variabilidade climática. Em séries hidrológicas, esta identificação inclui as correlações de séries totais de precipitações e vazões, sem ciclo anual, com séries totais de índices climáticos e modos de TSM, e as correlações entre as IMFs destas variáveis, enfatizando correlações entre IMFs de semelhantes escalas de tempo. A origem da variabilidade climática identificada nas séries hidrológicas como uma IMF de período característico é associada com o índice climático ou modo de TSM que melhor a explicou. As IMFs residuais de cada série temporal analisada são apresentadas após o estudo de identificação e origem; em alguns casos, a IMF residual é uma tendência, em outros, é o modo de maior período da série; por esta razão, não são feitas as DEPs das IMFs residuais, porém é avaliado se há concordância entre as mesmas, isto é, se no geral apresentam uma ascendência ou descendência de longo termo. Ao final, são apresentadas as contribuições de oscilações climáticas na ocorrência dos eventos extremos selecionados.

Conforme mencionado no item 3.2.1, algumas séries hidrológicas têm um ciclo anual muito pronunciado, o que limita a visualização de picos com menor energia relativa ao(s) pico(s) do ciclo anual no espectro. Assim, as DEPs das séries hidrológicas apresentadas são calculadas para a séries totais sem ciclo anual. Para o ICEEMDAN, não há necessidade da remoção do ciclo anual. Para os índices climáticos foi mantido o ciclo anual mesmo na determinação da DEP, pois não é tão pronunciado. Os modos são calculados a partir de anomalias de TSM, portanto, sem o ciclo anual.

Nas séries hidrológicas, muitos dos picos significativos das DEPs que aparecem após a remoção do ciclo anual, possuem períodos intra-anuais, principalmente entre 2,4 e 8 meses. É importante enfatizar que os ciclos desta região intra-anual do espectro (parte deles) devem ser espúrios. A amostragem mensal, em uso nesta dissertação, não é suficiente para a boa representação de oscilações de períodos menores que 2 meses, como eventos sinóticos e a Oscilação de Madden Julian (OMJ, 30-90 dias), de modo que estas frequências não amostradas adequadamente são representadas no espectro como parte da energia de outras frequências, próximas à de Nyquist, por *aliasing*. O fenômeno de *aliasing* é descrito por Wilks (2011). A presença da OMJ é reportada para a área de estudo (ZHANG, 2013).

No ICEEMDAN, os ciclos intra-anuais são representados por uma ou duas IMFs no primeiro estágio da decomposição, geralmente com picos de 0.2, 0.3 e 0.5 anos; e o ciclo anual como uma ou duas IMFs na sequência da decomposição. Devido ao próprio método EMD, as IMFs têm diferentes qualidades de extração. Em estágios iniciais da decomposição, as IMFs tem maior resolução no domínio do tempo; conforme a decomposição avança, há maior resolução no domínio da frequência às custas

da resolução no domínio do tempo (TARY et al., 2014). Flandrin e Goncalves (2004) demonstram que a extração de IMFs que vêm após a IMF1 funciona como um filtro para uma dada banda, enquanto a extração desta primeira IMF funciona como um filtro para várias frequências altas, que implica em mistura de modos. Em especial, a variação ICEEMDAN, utilizada nesta dissertação, reduz ruído residual da primeira IMF em relação a outras variações do EMD, mas não o elimina 100% como apresentado por Colominas, Schlotthauer e Torres (2014).

O foco principal da presente dissertação está sobre a variabilidade com escalas temporais maiores que 1 ano, associada à construção de eventos extremos. Variabilidade intra-anual ou anual pode ser abordada, se houver interesse e fundamento físico.

5.1 Índices climáticos e sua variabilidade

É comum observar diferentes escalas temporais para índices de uma dada oscilação climática. Por vezes, isto é devido a mais de uma periodicidade na oscilação estudada com um dado índice, por exemplo, a AMO possui duas periodicidades características. Outras vezes, isto é devido à influência de demais oscilações sobre a região em que o índice é calculado. Isto ocorre tanto para índices com regiões de medição próximas (exemplo: PDO com influência de ENSO), como para índices de bacias oceânicas diferentes (exemplo: NAO com influência de ENSO).

5.1.1 Índice Niño 3.4

A Figura 30 apresenta a decomposição em modos empíricos da série do índice Niño3.4 e as respectivas DEPs. A DEP do índice Niño 3.4 apresenta picos significativos em vários períodos. Há três escalas de períodos mais proeminentes, que são a escala quase-bianual (QB, entre 2 e 3 anos), a escala entre 3 e 4 anos, onde parece estar concentrada a maior densidade, e entre 5 e 6 anos. Todas as três com picos ao nível de significância (NS) de 1%. As IMFs que mais explicam a variância do índice Niño3.4 estão próximas de 2 e 6 anos (IMF3-6, Figura 30). Estes resultados são coerentes com outras pesquisas.

Rasmusson, Wang e Ropelewski (1990) separaram a variabilidade do El Niño-Oscilação Sul (ENSO) no Oceano Pacífico em uma parte de baixa frequência (4 a 5 anos) e outra QB (2-2,5 anos) com análises espectrais de dados médios mensais de campos vento na superfície e TSM.

Kane (1998) observou os mesmos períodos (picos QB e de 4,5 anos) com dados médios mensais de ventos zonais estratosféricos em baixas latitudes, do índice da Oscilação Sul (*Southern Oscillation index*, SOI) e de TSMs no Pacífico equatorial leste. Em intervalos de tempo específicos do histórico analisado por Kane (1998) as periodicidades QB de vento e TSM eram as mesmas, indicando possíveis origens comuns e/ou influências mútuas.

Eventos El Niño têm períodos entre 2 e 7 anos, portanto a maior parte das oscilações nesta faixa podem ser associadas com eventos ENSO. Na Figura 30, o ICEEMDAN capturou ainda outros períodos não significativos no espectro da série.

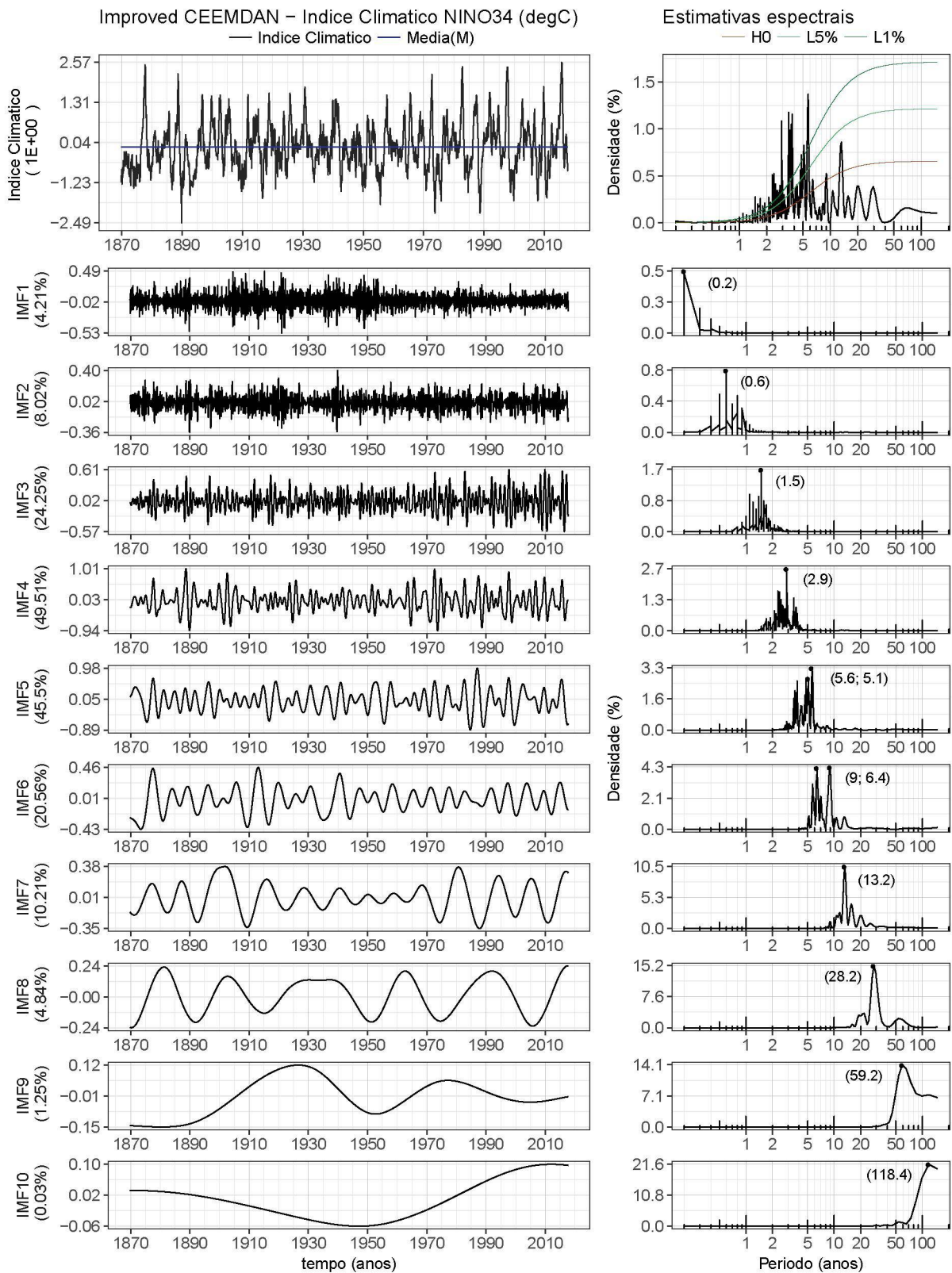


Figura 30 – Niño 3.4: Série total (painel superior esquerdo), séries de IMFs extraídas (painéis inferiores à esquerda), DEPs da série total (painel superior direito), DEPs das IMFs (painéis inferiores à direita). A variância explicada por cada IMF é informada entre parênteses junto ao seu nome; as IMFs possuem a mesma unidade da série total. Na DEP da série são mostrados os limites de confiança unilaterais para $\alpha = 5\%$ e $\alpha = 1\%$. Nas DEPs das IMFs são informados entre parênteses os períodos de maior destaque (em anos).

5.1.2 Índice PDO

A Figura 31 apresenta a decomposição em modos empíricos da série do índice PDO e as respectivas DEPs. Os períodos acima de 1 ano que se destacam com (NS 5%) estão entre 3 e 6 anos, 8-9, 20-30 e em torno de 50 anos, sendo este último o mais proeminente. Os picos entre 3 e 6 anos são coerentes com a variabilidade de ENSO, e com a semelhança entre algumas características espaciais da PDO e da ENSO. Porém, diferentemente da ENSO, a PDO possui os períodos mais significativos em outras escalas. As IMFs mostram esta variabilidade de maior escala temporal a partir da IMF6.

Tais resultados combinam com a análise de ondaletas para dados paleoclimáticos de anéis de árvores realizada por MacDonald e Case (2005), que indica significativa potência na banda 50 a 70 anos. E o período de 17-28 anos também foi observado por Biondi, Gershunov e Cayan (2001) com dados paleoclimáticos. Para oscilações de mais longa escala temporal, estes dados permitem uma amostragem que data de períodos anteriores às séries de TSM e PNM, portanto bastante úteis.

A existência de períodos de 20-30 anos dos eventos da PDO é um consenso e uma das principais razões pelas quais os autores diferenciam a PDO da ENSO, além do padrão espacial diferenciado sobre o Pacífico (MANTUA et al., 1997; ZHANG; WALLACE; BATTISTI, 1997; MANTUA; HARE, 2002). Estes últimos autores apresentam uma revisão bastante densa da identificação de periodicidades da PDO, incluindo a faixa de 50-70 anos (MINOBE, 2000), e a faixa de 9-12 anos (TOURRE et al., 2001).

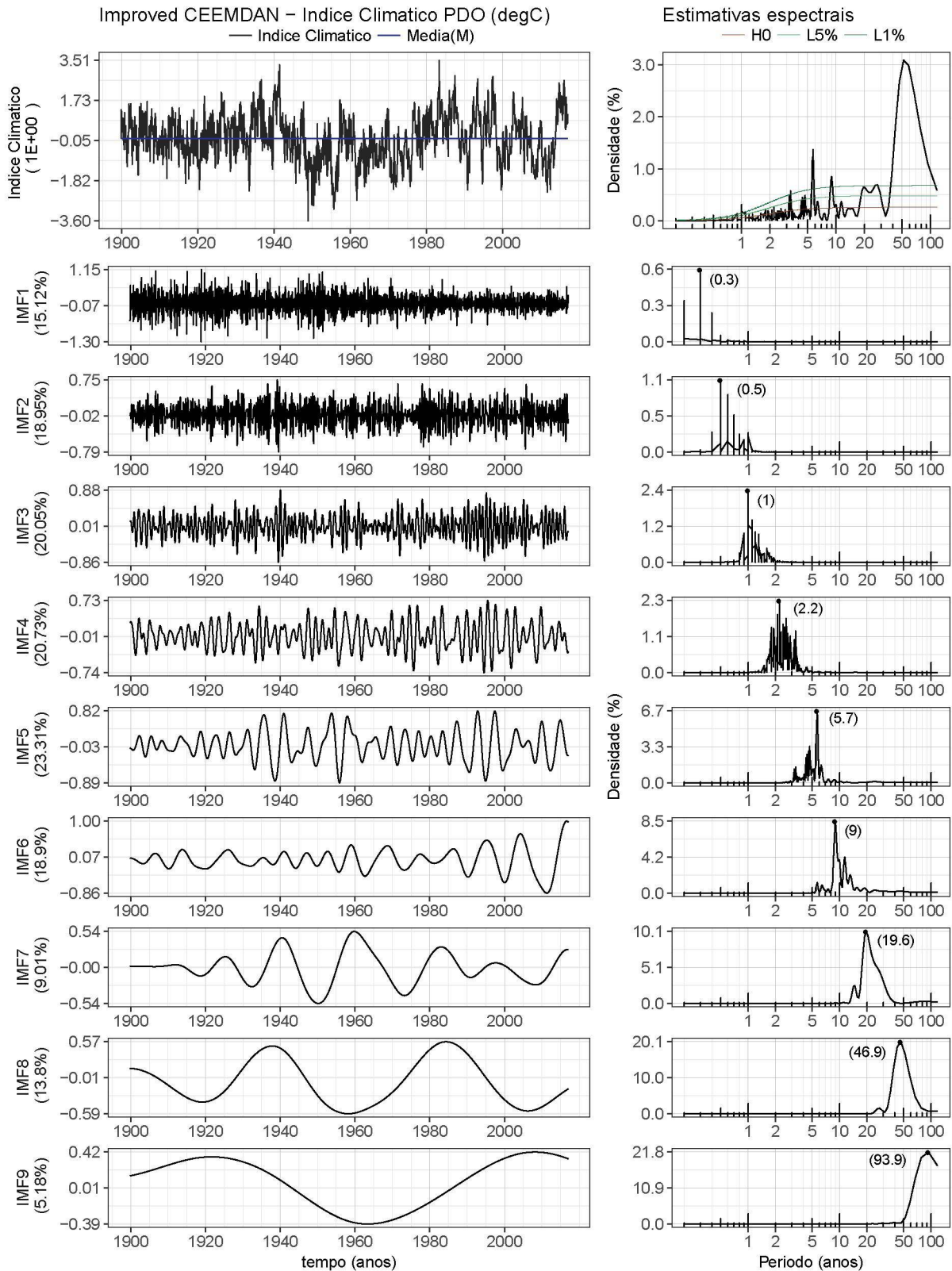


Figura 31 – PDO: Série total (painel superior esquerdo), séries de IMFs (painéis inferiores à esquerda), DEP da série total (painel superior direito), DEPs das IMFs (painéis inferiores à direita). A variância explicada por cada IMF é informada entre parênteses junto ao seu nome; as IMFs possuem a mesma unidade da série total. Na DEP da série são mostrados os limites de confiança unilaterais para $\alpha = 5\%$ e $\alpha = 1\%$. Nas DEPs das IMFs são informados entre parênteses os períodos de maior destaque (em anos).

5.1.3 Índice IPO

A Figura 32 apresenta a decomposição em modos empíricos da série do índice IPO e as respectivas DEPs. As maiores DEPs estão entre 3 a 6 anos, havendo picos significativos também na escala QB (NS 1%).

Como mencionado no item 3.1.2, o índice IPO/TPI utilizado é a diferença entre as médias dos valores de TSM sobre os três centros de ação no Oceano Pacífico (Figura 4), proposto por Henley et al. (2015). O modo PDO está relacionado com a variabilidade do IPO no Pacífico Norte, na área do primeiro centro de ação do IPO. Enquanto o índice PDO tem grande variabilidade em escalas de tempo maiores, o índice IPO tem maior variabilidade concentrada na faixa de 3 a 6 anos, pois abrange também a distribuição espacial da ENSO em seu segundo centro de ação.

Os picos de períodos decadais e interdecadais não são significativos nas DEPs do índice IPO (NS > 5%), mas aparecem nas IMFs com variâncias explicadas não desprezíveis.

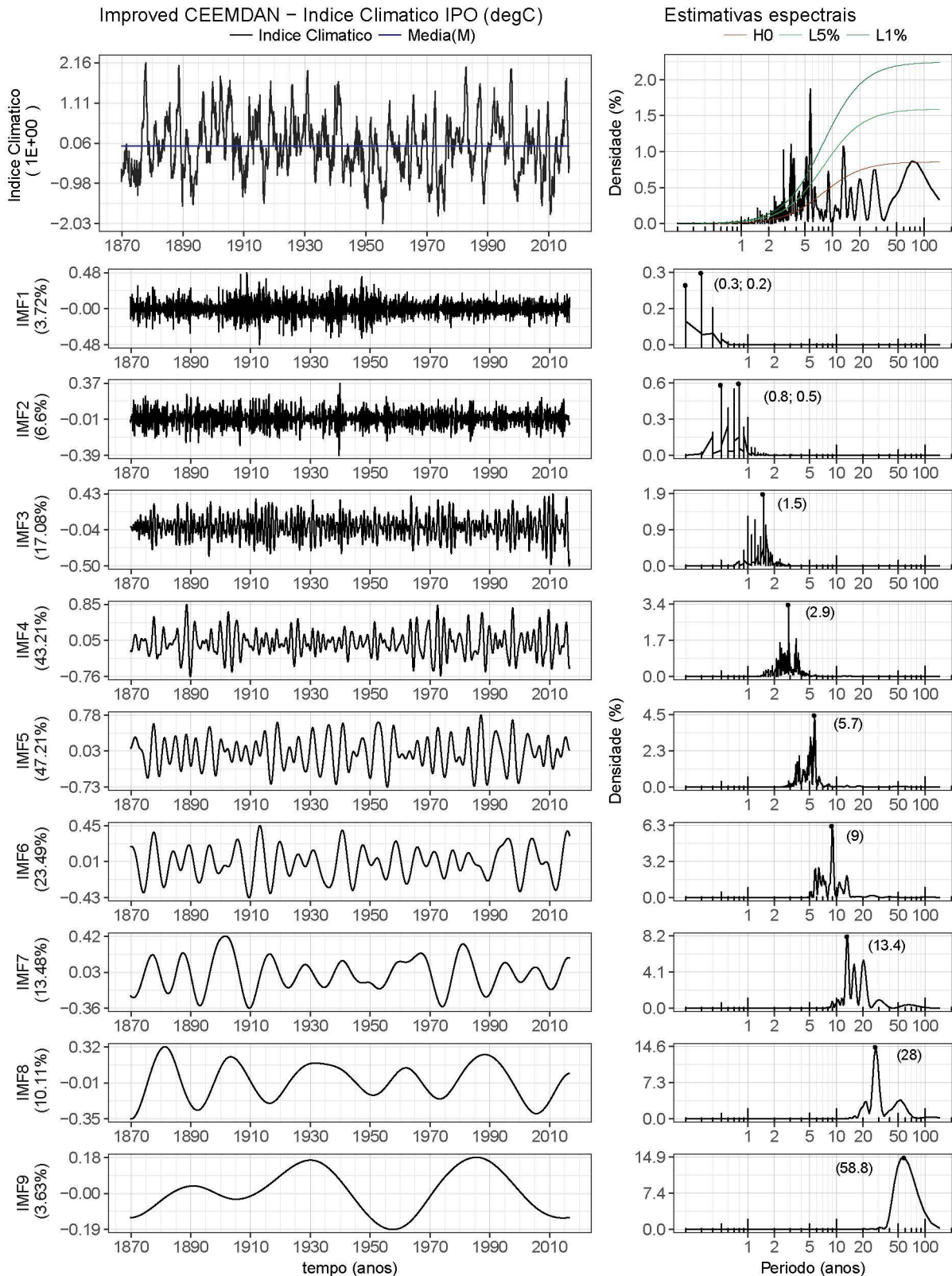


Figura 32 – IPO: Série total (painel superior esquerdo), séries de IMFs (painéis inferiores à esquerda), DEP da série total (painel superior direito), DEPs das IMFs (painéis inferiores à direita). A variância explicada por cada IMF é informada entre parênteses junto ao seu nome; as IMFs possuem a mesma unidade da série total. Na DEP da série são mostrados os limites de confiança unilaterais para $\alpha = 5\%$ e $\alpha = 1\%$. Nas DEPs das IMFs são informados entre parênteses os períodos de maior destaque (em anos).

5.1.4 Índice AMO

A Figura 33 apresenta a decomposição em modos empíricos da série do índice climático AMO juntamente com os espectros. A DEP do índice AMO (Figura 33) mostra picos na escala QB (NS 1%), entre 3-4 anos (NS 5%), sendo os picos mais proeminentes de 9 anos e 70 anos, sendo este último muito forte relativamente aos primeiros. Os picos entre 3-4 anos, podem ser devido à influência de ENSO no Atlântico.

O maior período observado no índice AMO, em torno de 70 anos, é o que define a periodicidade característica da AMO, que foi identificada como uma oscilação sobre o Atlântico por Schlesinger e Ramankutty (1994) e outros autores no final do século XX nesta escala de 65-70 anos e posteriormente renomeada por Kerr (2000) para distingui-la da grande banda de variabilidade associada à NAO. Períodos superiores a estes (60-110 anos) foram observados para dados paleoclimáticos de TSM no Atlântico Norte, que datam de 1650, usados na reconstrução da AMO por Delworth e Mann (2000).

Embora a variabilidade no intervalo 10-20 não seja significativa na DEP, ela aparece na IMF7 e está de acordo com Ruiz-Barradas, Nigam e Kavvada (2013) e Kavvada, Ruiz-Barradas e Nigam (2013) que acharam variabilidade nos intervalos 10-20 e 70-80 anos para índices suavizados da AMO pela função de autocorrelação e por análise espectral.

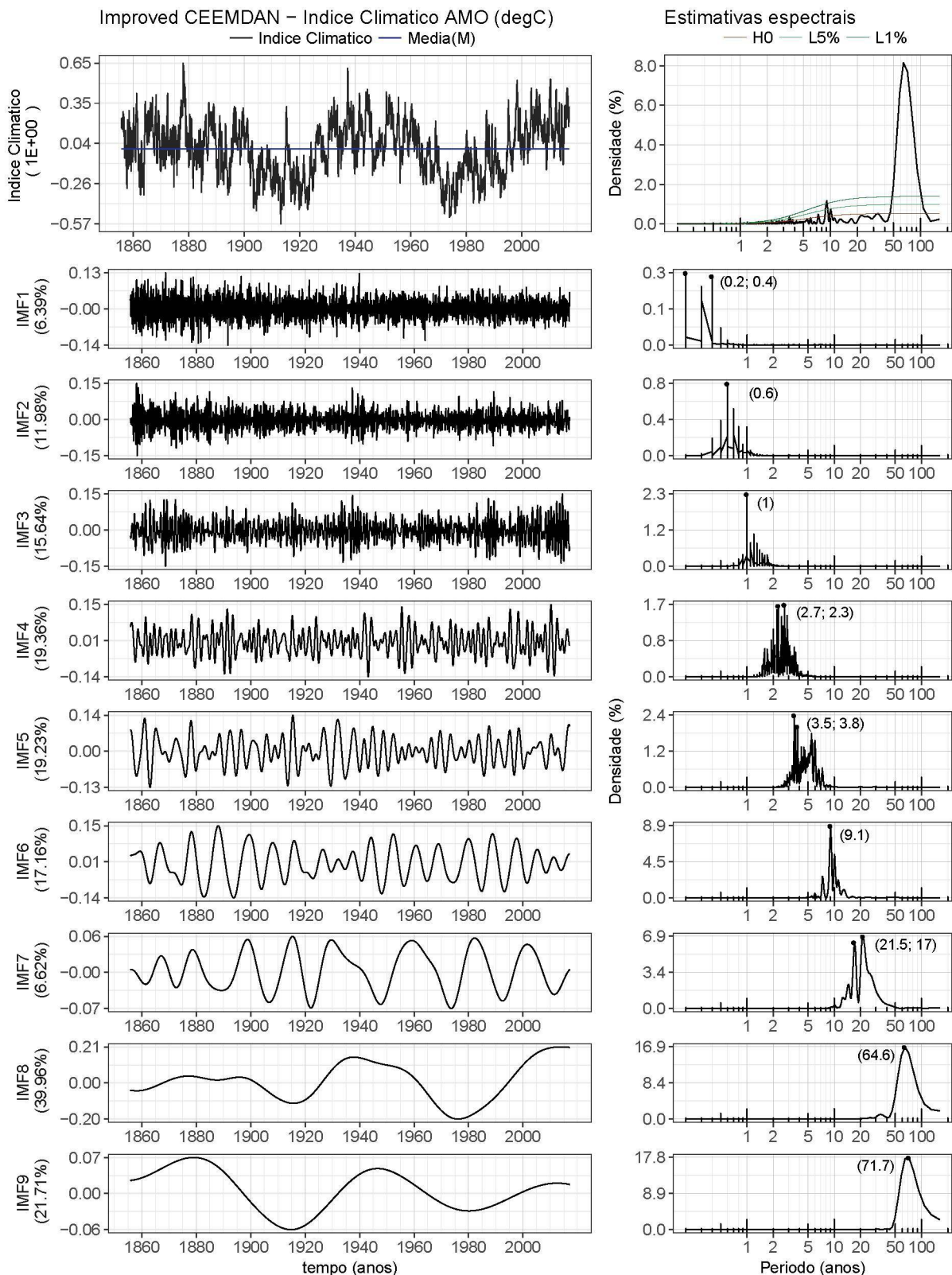


Figura 33 – AMO: Série total (painel superior esquerdo), séries de IMFs (painéis inferiores à esquerda), DEP da série total (painel superior direito), DEPs das IMFs (painéis inferiores à direita). A variância explicada por cada IMF é informada entre parênteses junto ao seu nome; as IMFs possuem a mesma unidade da série total. Na DEP da série são mostrados os limites de confiança unilaterais para $\alpha = 5\%$ e $\alpha = 1\%$. Nas DEPs das IMFs são informados entre parênteses os períodos de maior destaque (em anos).

5.1.5 Índice NAO_{PC}

A Figura 34 apresenta a decomposição em modos empíricos da série do índice NAO_{PC} e as respectivas DEPs. Por ser um índice de uma variável atmosférica (PNM), o índice NAO_{PC} apresenta mais variabilidade de maior frequência, incluindo a intra-anual, do que os índices baseados em TSM, anteriormente abordados.

Os períodos acima de 1 ano mais proeminentes na DEP ($NS \leq 5\%$, pelo menos) estão entre 2-4 anos, 5-6 anos, 8-10, 13-14, e em torno de 70 anos, de variabilidade interanual e interdecadal observada também por outros autores (HURRELL; LOON, 1997; COOK; D'ARRIGO; BRIFFA, 1998; POZO-VAZQUEZ et al., 2000; HURRELL; DESER, 2010). Nem todos estes períodos são separados em IMFs únicas pelo ICEEMDAN, e a variabilidade explicada nas IMFs está concentrada em escalas inferiores a 1 ano, o que é mais um indício de que há necessidade de um tratamento diferenciado para a representação da faixa de período mais importante da NAO em relação aos índices baseados em TSM.

Mais de um estudo faz uso da escala anual com invernos boreais, apenas para melhor representação do caráter de longa escala temporal apresentado pela NAO (COOK; D'ARRIGO; BRIFFA, 1998; POZO-VAZQUEZ et al., 2000; HURRELL; LOON, 1997), além do uso de filtro para remoção de frequências maiores (POZO-VAZQUEZ et al., 2000).

No seu estudo de dados PNM nesta escala anual com invernos apenas, Hurrell e Loon (1997) encontraram grande variância na escala QB e entre 6-10 anos, além de um decréscimo de potência entre 3-5 anos. Para POZO-VAZQUEZ et al. (2000), o período mais importante observado no índice NAO utilizado pelos autores está em torno de 8 anos. Estes autores avaliaram dados paleoclimáticos e dados de PNM na escala anual com invernos apenas, escala mensal e sazonal, e observaram que na escala anual com invernos apenas a faixa de 3-4 anos e de 2,5-4,5 apresentava menor potência do que nas demais escalas amostrais, assim como Hurrell e Loon (1997).

Na Figura 34, a segunda maior DEP está em 2,7 anos havendo outros picos significativos próximos a 3 anos que podem ser, então, devido à influência de ENSO sobre a NAO e sua região, evidenciada pela escala mensal dos dados. Após estes, os dois picos de maior destaque são o de quase 70 anos e o de quase 9 anos.

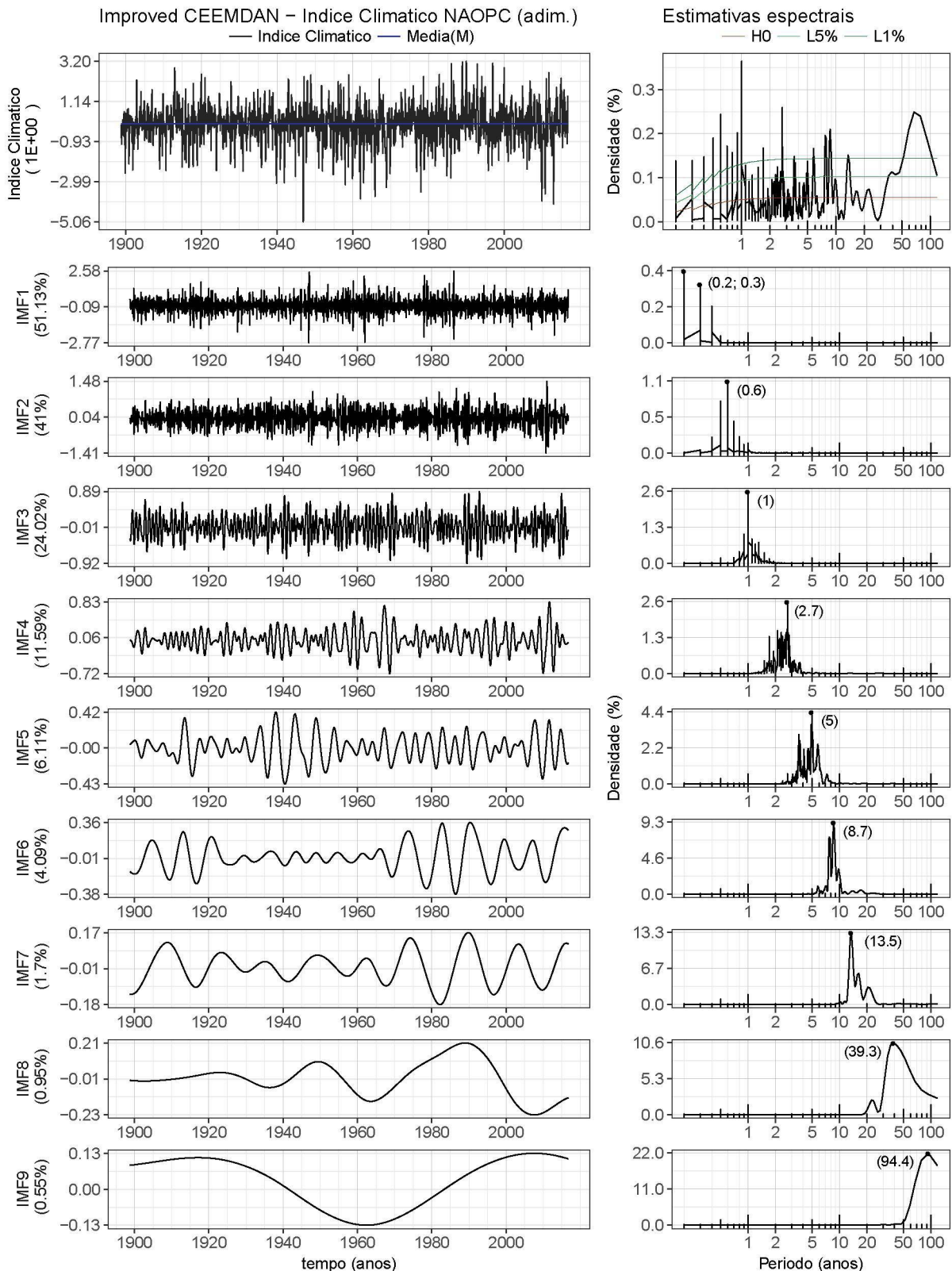


Figura 34 – NAO PC: Série total (painel superior esquerdo), séries de IMFs (painéis inferiores à esquerda), DEP da série total (painel superior direito), DEPs das IMFs (painéis inferiores à direita). A variância explicada por cada IMF é informada entre parênteses junto ao seu nome; as IMFs possuem a mesma unidade da série total. Na DEP da série são mostrados os limites de confiança unilaterais para $\alpha = 5\%$ e $\alpha = 1\%$. Nas DEPs das IMFs são informados entre parênteses os períodos de maior destaque (em anos).

5.2 Modos climáticos de TSM e sua variabilidade

Além dos índices que podem representar modos de oscilação climática, são usados também, como indicadores de oscilações climáticas, modos de variabilidade de valores mensais de TSM para todos os meses do ano, após retirada do ciclo anual. Eles foram mostrados na seção 3.1.2. O primeiro modo, não mostrado, representa uma tendência de aquecimento da TSM quase global. O segundo modo representa a oscilação El Niño/La Niña, o terceiro representa a variabilidade no Atlântico Tropical Sul, o quarto o Atlântico Norte e o quinto e sétimo oscilações no Pacífico tropical e norte e Pacífico tropical e sul, respectivamente. Os outros modos não serão mostrados porque não tem significativa conexão com as precipitações analisadas ou só explicam pequena parcela da variância.

5.2.1 Modo de TSM R2 - El Niño/La Niña

A Figura 35 apresenta a decomposição em modos empíricos do modo de TSM R2 Niño, e as respectivas DEPs.

A DEP do modo de TSM R2 Niño mostra características semelhantes à da DEP do índice climático Niño 3.4 (Figura 30), com variabilidade QB, mas sinal mais forte para períodos entre 3 e 6 anos (NS 1%). A principal diferença é a maior densidade de potência contida na variabilidade com períodos entre 3 e 4 anos em relação aos outros períodos, enquanto para o índice Niño3.4 a variabilidade com períodos entre 5 e 6 anos tem potência maior.

Assim como para o índice Niño3.4, os maiores valores de variância explicada estão em IMFs na faixa de período da ENSO (IMF 4 e 5).

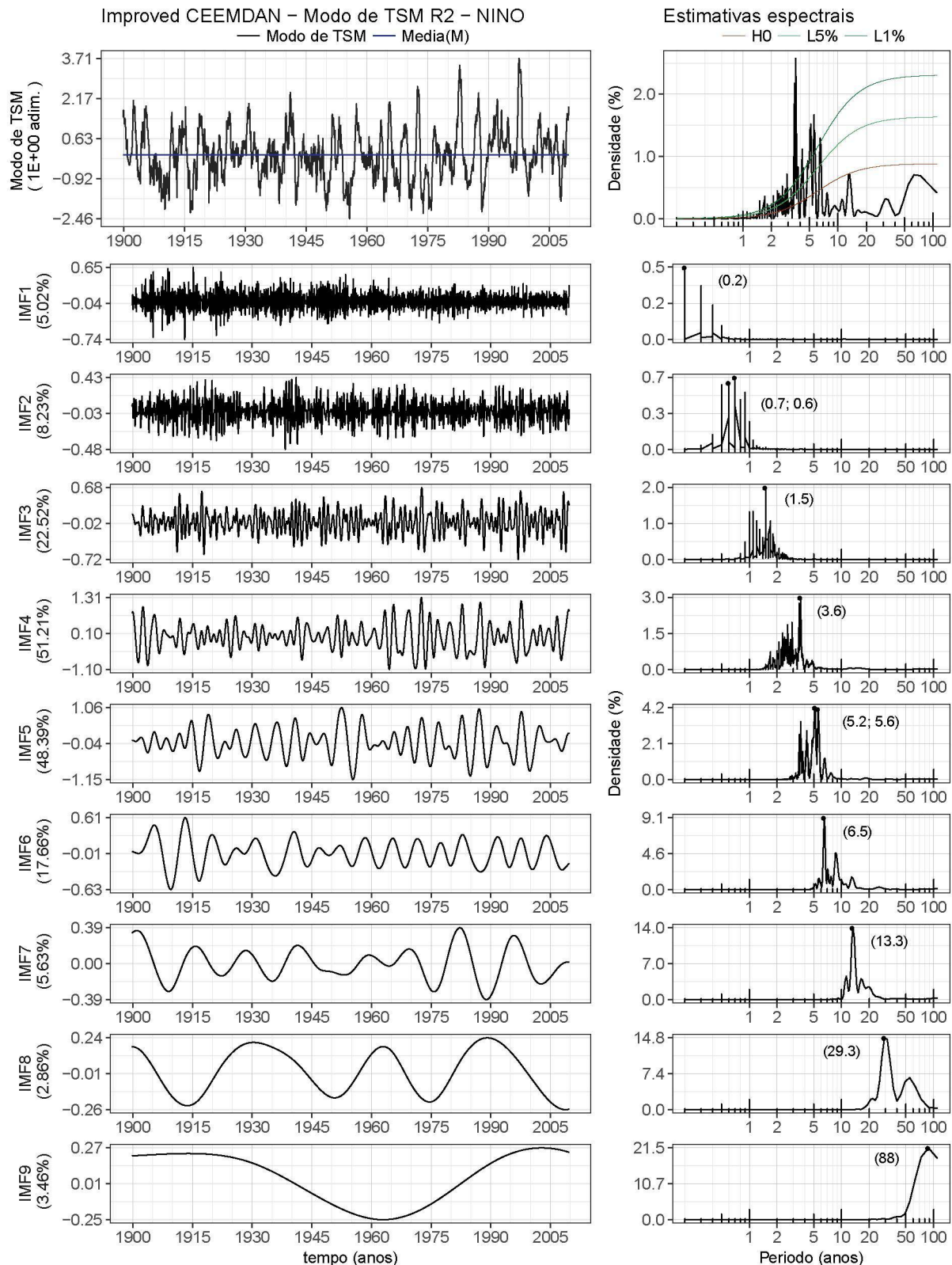


Figura 35 – Modo de TSM R2 - Niño: Série total (painel superior esquerdo), séries de IMFs (painéis inferiores à esquerda), DEPs da série total (painel superior direito), DEPs das IMFs (painéis inferiores à direita). A variância explicada por cada IMF é informada entre parênteses junto ao seu nome; as IMFs possuem a mesma unidade da série total. Na DEP da série são mostrados os limites de confiança unilaterais para $\alpha = 5\%$ e $\alpha = 1\%$. Nas DEPs das IMFs são informados entre parênteses os períodos de maior destaque (em anos).

5.2.2 Modo de TSM R3 - Atlântico Tropical Sul

A Figura 36 apresenta a decomposição em modos empíricos do modo de TSM R3 Atlântico Tropical Sul (ATS), e as respectivas DEPs.

A DEP do modo de TSM R3 ATS tem grande variabilidade na escala QB, assim como também no intervalo de 3 a 4 anos (NS 1%), o que pode estar associado com a influência de El Niño no Atlântico tropical, havendo também um pico de 5 anos (NS 5%). A maior concentração de potência está na faixa de 12-13 anos, o que é coerente com estudos anteriores, sendo inclusive a escala de tempo em que há maior relação com a TSM do Atlântico Tropical Norte (MEHTA, 1998; ENFIELD et al., 1999). As IMFs e os maiores valores de variância explicada são coerentes com estas indicações da DEP.

Mehta (1998) encontrou um pico em torno de 44 anos, e o considerou como sugestivo, pois as séries de TSM utilizadas possuíam 110 anos, o que permite apenas uma amostragem completa de um ciclo entre 40-50 anos. O pico de 50-70 anos na Figura 36 (NS 5%), que não é identificado com a mesma periodicidade nas IMFs também pode ser considerado como sugestivo ou influência de outra oscilação neste caso, pois ainda que seja uma periodicidade presente não é a mais importante para representação deste modo.

O estudo do modo de TSM R3 Atlântico Tropical Sul pode vir a ser complementado com a comparação ao índice climático SAM que descreve o Modo Anular do Sul, o qual ocorre na área compreendida entre 30-70°S em todo o hemisfério Sul, sendo a principal fonte de variabilidade de maior escala temporal nesta região (MARSHALL, 2016). O Modo Anular do Sul tem influência sobre a América do Sul (REBOITA; AMBRIZZI; ROCHA, 2009; VERA et al., 2006; CARVALHO; JONES; AMBRIZZI, 2005) e sobre a bacia hidrográfica do Rio da Prata (LIEBMANN et al., 2004; HERDIES et al., 2002). Portanto, mesmo não sendo considerado na dissertação, é uma fonte importante de informação para a caracterização da variabilidade climática na área de estudo.

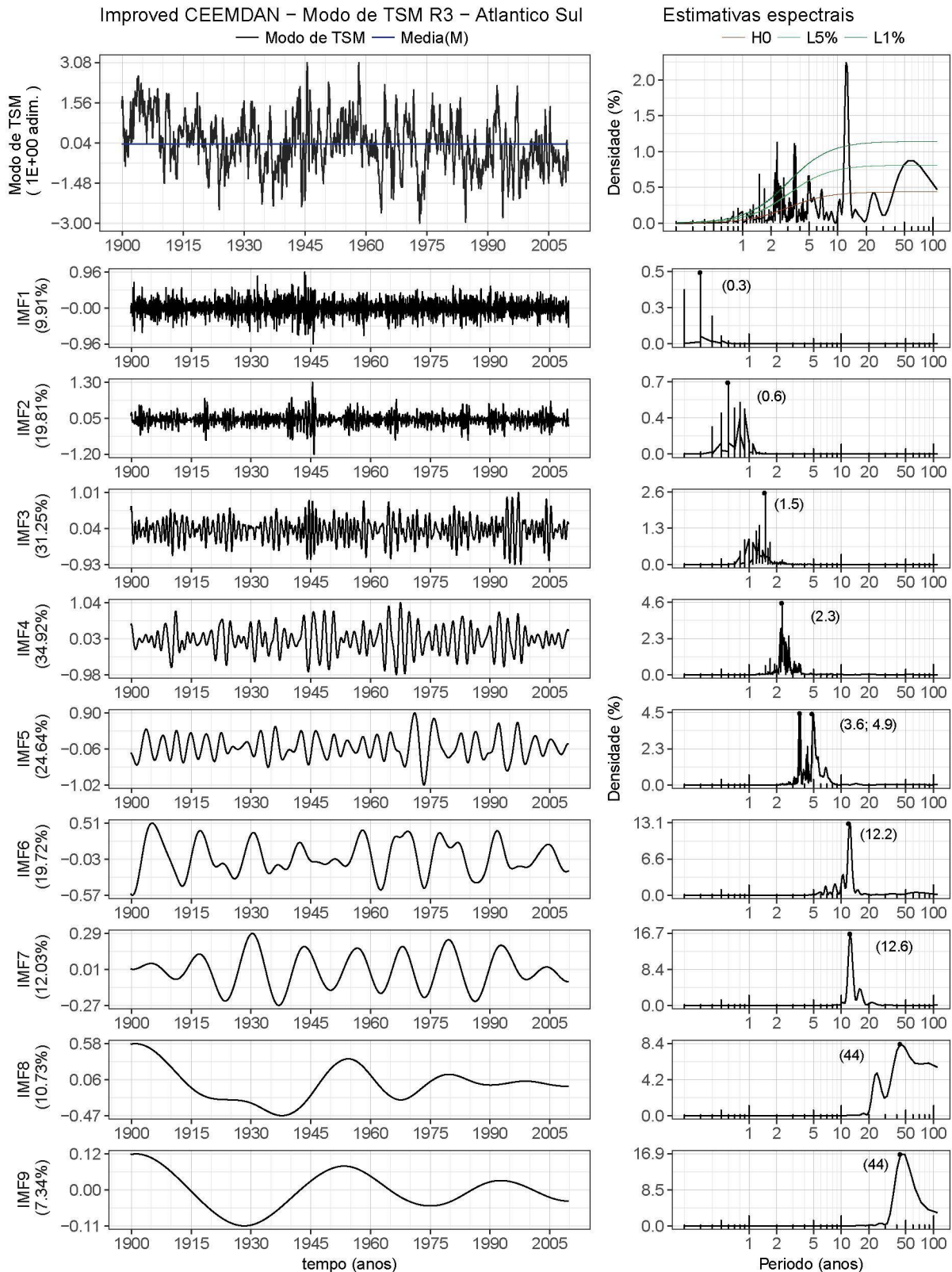


Figura 36 – Modo de TSM R3 - Atlântico Tropical Sul: Série total (painel superior esquerdo), séries de IMFs (painéis inferiores à esquerda), DEP da série total (painel superior direito), DEPs das IMFs (painéis inferiores à direita). A variância explicada por cada IMF é informada entre parênteses junto ao seu nome; as IMFs possuem a mesma unidade da série total. Na DEP da série são mostrados os limites de confiança unilaterais para $\alpha = 5\%$ e $\alpha = 1\%$. Nas DEPs das IMFs são informados entre parênteses os períodos de maior destaque (em anos).

5.2.3 Modo de TSM R4 - AMO

A Figura 37 apresenta a decomposição em modos empíricos da série do modo de TSM R4 referente à AMO, e as respectivas DEPs.

O modo de TSM R4 AMO, é um modo sobre o Atlântico Tropical Norte (ATN), indicando oscilações nesta porção oceânica (Figura 9, item 3.1.2), ou também, o modo de TSM da AMO. Assim como no modo de TSM R3 ATS (item 5.2.2), a DEP deste modo possui a escala QB, mas menor variabilidade no intervalo de 3 a 4 anos que o modo no ATS.

Os picos mais proeminentes estão em torno de 9 anos e entre 70-90 anos, o que é coerente com Enfield et al. (1999) e com a análise anteriormente apresentada para o índice AMO (item 5.1.4), o qual é obtido de outra forma. Há também um pico entre 30-40 anos, que não faz parte da periodicidade característica da AMO.

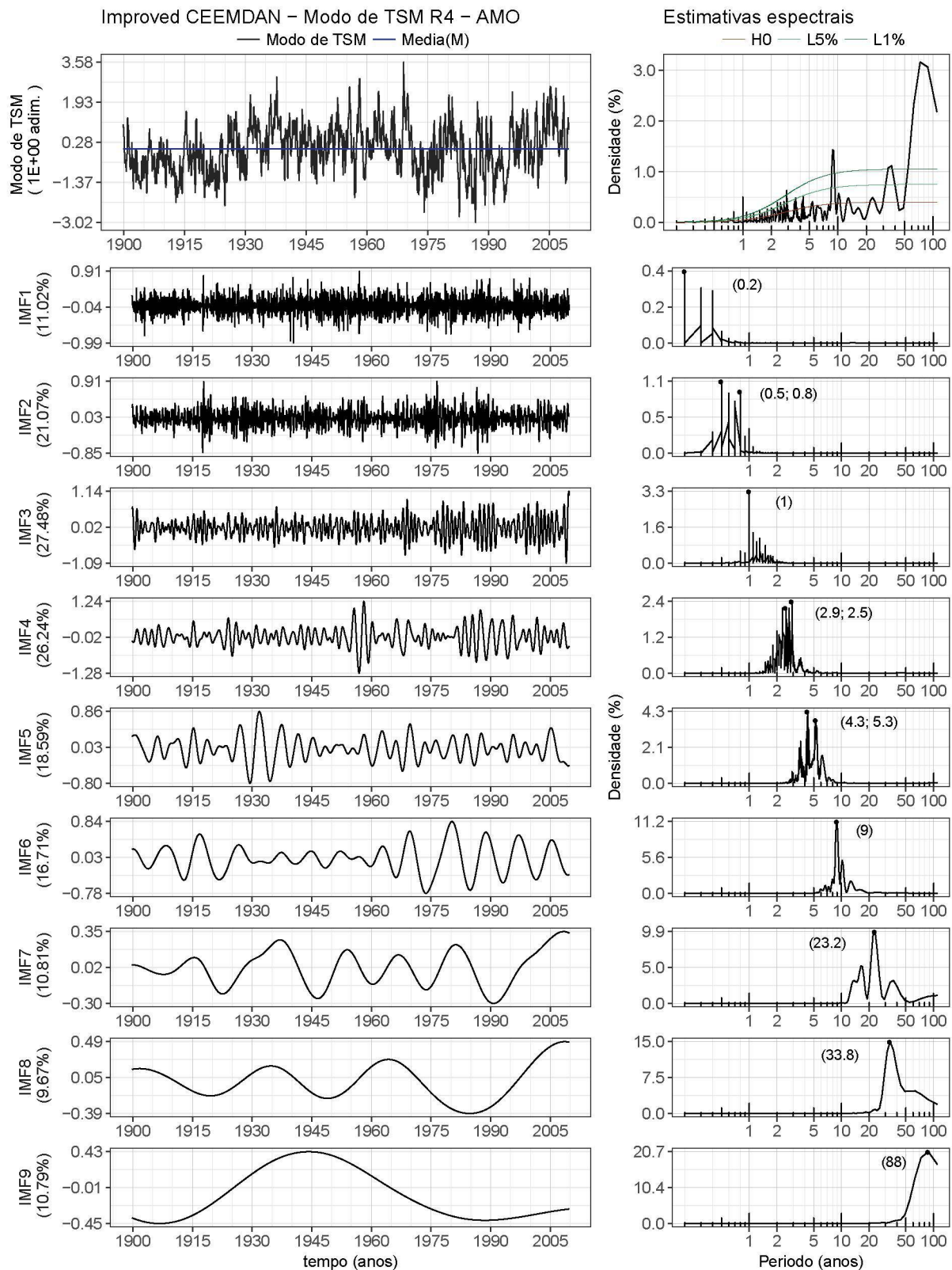


Figura 37 – Modo de TSM R4 - AMO: Série total (painel superior esquerdo), séries de IMFs (painéis inferiores à esquerda), DEPs da série total (painel superior direito), DEPs das IMFs (painéis inferiores à direita). A variância explicada por cada IMF é informada entre parênteses junto ao seu nome; as IMFs possuem a mesma unidade da série total. Na DEP da série são mostrados os limites de confiança unilaterais para $\alpha = 5\%$ e $\alpha = 1\%$. Nas DEPs das IMFs são informados entre parênteses os períodos de maior destaque (em anos).

5.2.4 Modos de TSM R5 e R7 - IPO

(a) Modo de TSM R5 - IPO Norte

As figuras 38 e 39 apresentam as decomposições em modos empíricos e as correspondentes DEPs das séries do modo de TSM R5 referente à IPO ao Norte e do modo de TSM R7 referente à IPO ao Sul, respectivamente.

Conforme mencionado no item 3.1.2, o padrão espacial do modo de TSM R5 IPO Norte (Figura 10) é similar ao padrão do índice PDO (Figura 5) e à parte norte do índice IPO (Figura 4).

A comparação da DEP do modo de TSM R5 IPO Norte (Figura 38) com a do índice PDO (Figura 31) mostra mais semelhanças que a comparação com a DEP do índice IPO (Figura 32). Além dos períodos entre 3 e 6 anos, esses modos tem em comum a variabilidade em torno de 9 anos, 20-30 anos e em torno de 50 anos.

Para comparação das correlações do padrão espacial deste modo (Figura 10) com o padrão espacial do índice PDO (Figura 31), deve-se multiplicá-las por (-1), pois o índice positivo PDO corresponde a um padrão de sinais opostos aos da Figura 10.

(b) Modo de TSM R7 - IPO Sul

O padrão espacial do modo de TSM R7 IPO Sul (Figura 11) tem certa simetria de distribuição espacial com o modo de TSM R5 IPO Norte em relação ao equador (Figura 10), mas não parece ter relação com o índice IPO.

A comparação das DEPs do modo de TSM R7 IPO Sul (Figura 39) e do índice IPO (Figura 32) não mostra grandes semelhanças, embora ambos tenham em comum variabilidade nas mesmas bandas temporais de ENSO (2-6 anos). Enquanto o modo de TSM R7 IPO Sul tem grande variabilidade nas escalas intra-anual e anual, o índice IPO possui muito maior variabilidade na banda interanual entre 2 e 6 anos.

É interessante verificar que, apesar dos modos de TSM IPO Norte e IPO Sul serem ortogonais, a IMF6 de ambos os modos, de período 9 anos, são muito semelhantes (correlação de 0,22).

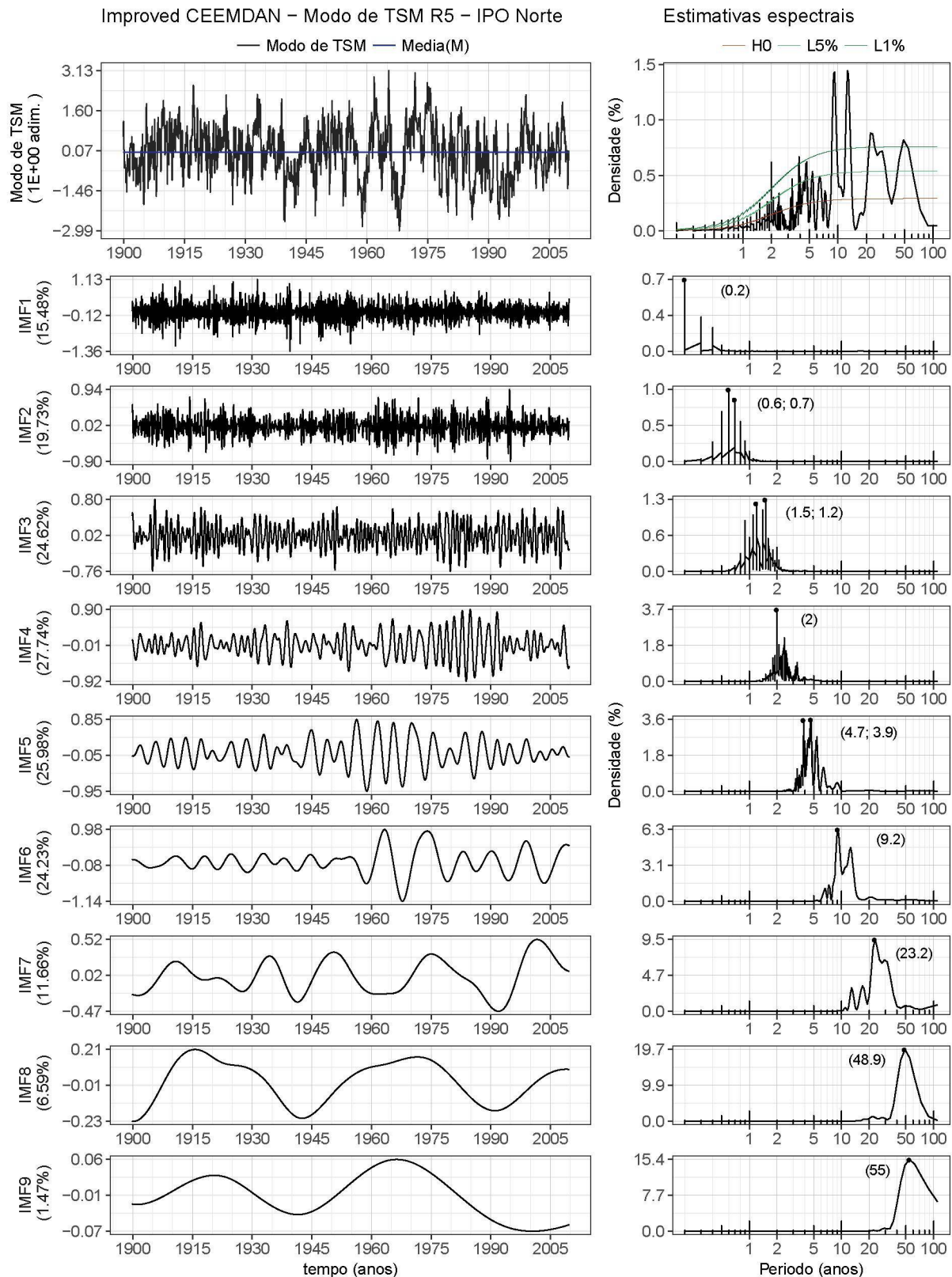


Figura 38 – Modo de TSM R5 - IPO Norte: Série total (painel superior esquerdo), séries de IMFs (painéis inferiores à esquerda), DEP da série total (painel superior direito), DEPs das IMFs (painéis inferiores à direita). A variância explicada por cada IMF é informada entre parênteses junto ao seu nome; as IMFs possuem a mesma unidade da série total. Na DEP da série são mostrados os limites de confiança unilaterais para $\alpha = 5\%$ e $\alpha = 1\%$. Nas DEPs das IMFs são informados entre parênteses os períodos de maior destaque (em anos).

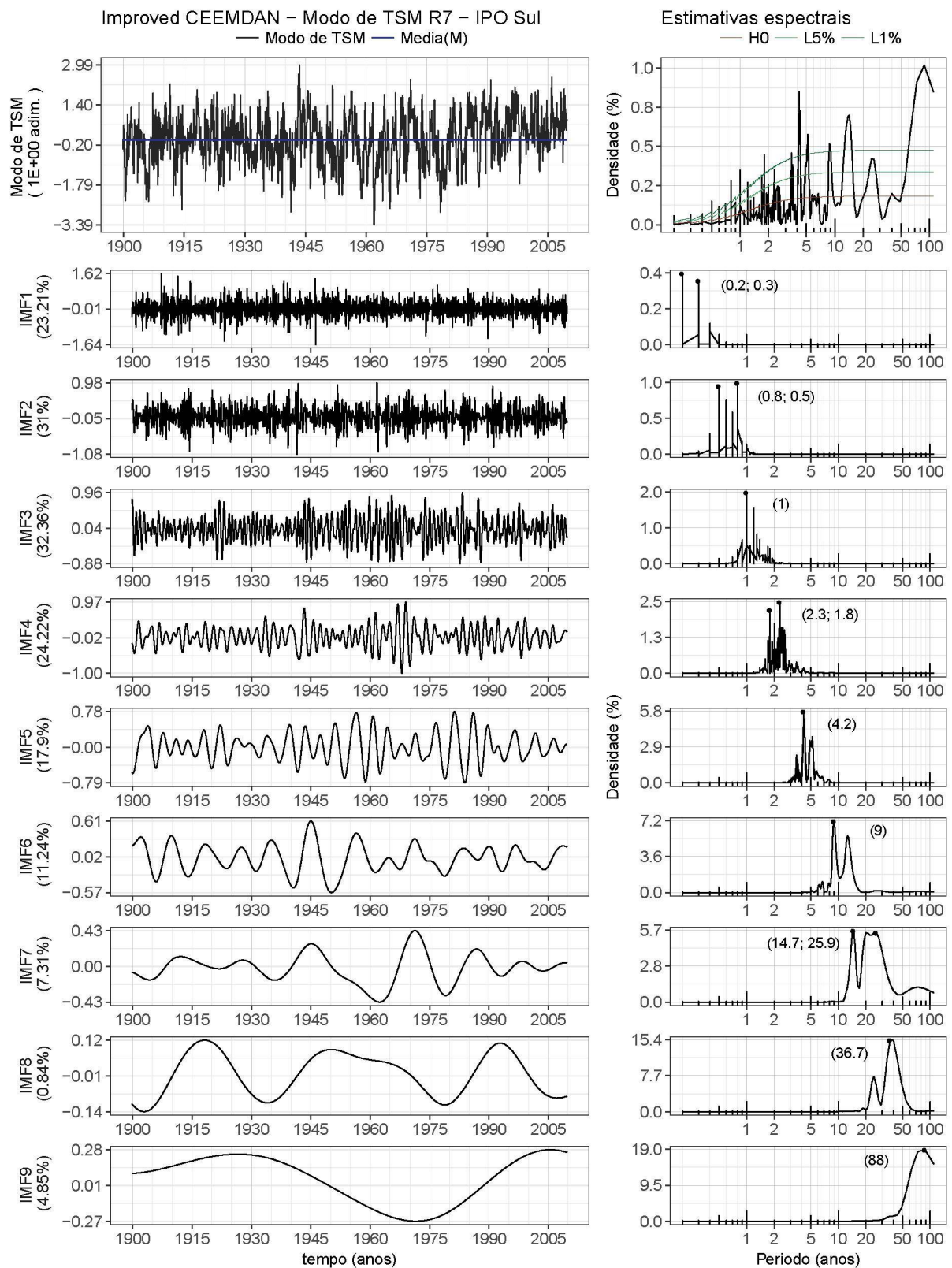


Figura 39 – Modo de TSM R7 - IPO Sul: Série total (painel superior esquerdo), séries de IMFs (painéis inferiores à esquerda), DEP da série total (painel superior direito), DEPs das IMFs (painéis inferiores à direita). A variância explicada por cada IMF é informada entre parênteses junto ao seu nome; as IMFs possuem a mesma unidade da série total. Na DEP da série são mostrados os limites de confiança unilaterais para $\alpha = 5\%$ e $\alpha = 1\%$. Nas DEPs das IMFs são informados entre parênteses os períodos de maior destaque (em anos).

5.3 Variabilidade climática em séries hidrológicas

Nos resultados discutidos a seguir é comum falar em escalas de períodos referentes às IMFs das variáveis estudadas. Nas tabelas de correlações, os períodos principais de uma IMF (ou da soma de duas IMFs) são informados em anos entre parênteses. Nas DEPs, é comum uma IMF ter intervalo de períodos um pouco mais abrangente que o informado nas tabelas. A discussão é feita com base em periodicidades características que refletem este intervalo, por vezes um pouco mais abrangente que o período principal, dado que as oscilações estudadas não são estritamente periódicas, mas quase-periódicas.

5.3.1 Bacia do Paranaíba/Grande

(a) Precipitação

A Figura 40 apresenta a decomposição em modos empíricos da precipitação na Bacia do Paranaíba/Grande, e as respectivas DEPs. A Tabela 6 apresenta as correlações com índices climáticos e suas IMFs, e a Tabela 7 apresenta o mesmo para modos climáticos de TSM e suas IMFs.

A bacia hidrográfica dos Rios Paranaíba e Grande (Figura 28) está situada na região próxima à transição entre anomalias opostas de um dipolo de variabilidade entre o sudeste e o centro-leste da América do Sul, produzido por várias oscilações climáticas, como o ENSO (GRIMM, 2003; GRIMM, 2004). Este dipolo aparece em escalas de tempo intrassazonais, interanuais (GRIMM; ZILLI, 2009) e interdecadais (GRIMM; SABOIA, 2015; GRIMM et al., 2016). No item 4.2, também é mostrado que este dipolo aparece tanto para a variabilidade total, como para a interdecadal.

Nesta área, o ciclo anual, representado pelas IMFs 2 e 3 (Figura 40), ocupa uma fração muito grande da variância explicada da série, pois é muito forte nesta região (item 4.3). Isto se deve não apenas à força do ciclo anual climatológico, mas também à variabilidade da amplitude deste ciclo, que pode ser aumentada ou diminuída pela tendência que há de inversão da anomalia de precipitação nesta bacia, entre as estações de primavera e verão (GRIMM; PAL; GIORGI, 2007; GRIMM; ZILLI, 2009; GRIMM; SABOIA, 2015). Assim, quando as anomalias de precipitação na primavera são positivas (negativas) e as anomalias de verão são negativas (positivas), a amplitude do ciclo anual fica diminuída (aumentada) e, portanto, a variabilidade do ciclo anual diminui (aumenta).

Nas escalas de tempo interanuais, a DEP da série de precipitação mostra relevante variabilidade na escala QB, em torno de 26-28 meses, e na escala de 4-5 anos, cuja possível origem está associada a ENSO. Mo (2000) e Mo e Paegle (2001) determinaram dois modos de variabilidade atmosférica (teleconexão) no Hemisfério Sul, o PSA1 e o PSA2 (*Pacific–South American* 1 e 2). São padrões ondulatórios com uma defasagem zonal de 90° um com o outro (em quadratura), e grandes amplitudes no setor Pacífico-América do Sul. Na banda interanual, PSA1 é associado com a parte de baixa frequência de ENSO (4-5 anos), enquanto PSA2 é associado com o componente QB da variabilidade de ENSO, já mencionado anteriormente. O PSA1 é mais ligado às anomalias de ENSO no Pacífico central-leste (El Niño canônico) e corresponde, no verão de EN, à precipitação menos intensa no norte da América do Sul e mais intensa no sul e centro-leste do continente (incluindo a bacia em foco). O PSA2 responde mais às anomalias de TSM no Pacífico Central e corresponde ao padrão dipolo de precipitação entre o Centro-Leste e o Sudeste da América do Sul, sendo mais forte na primavera.

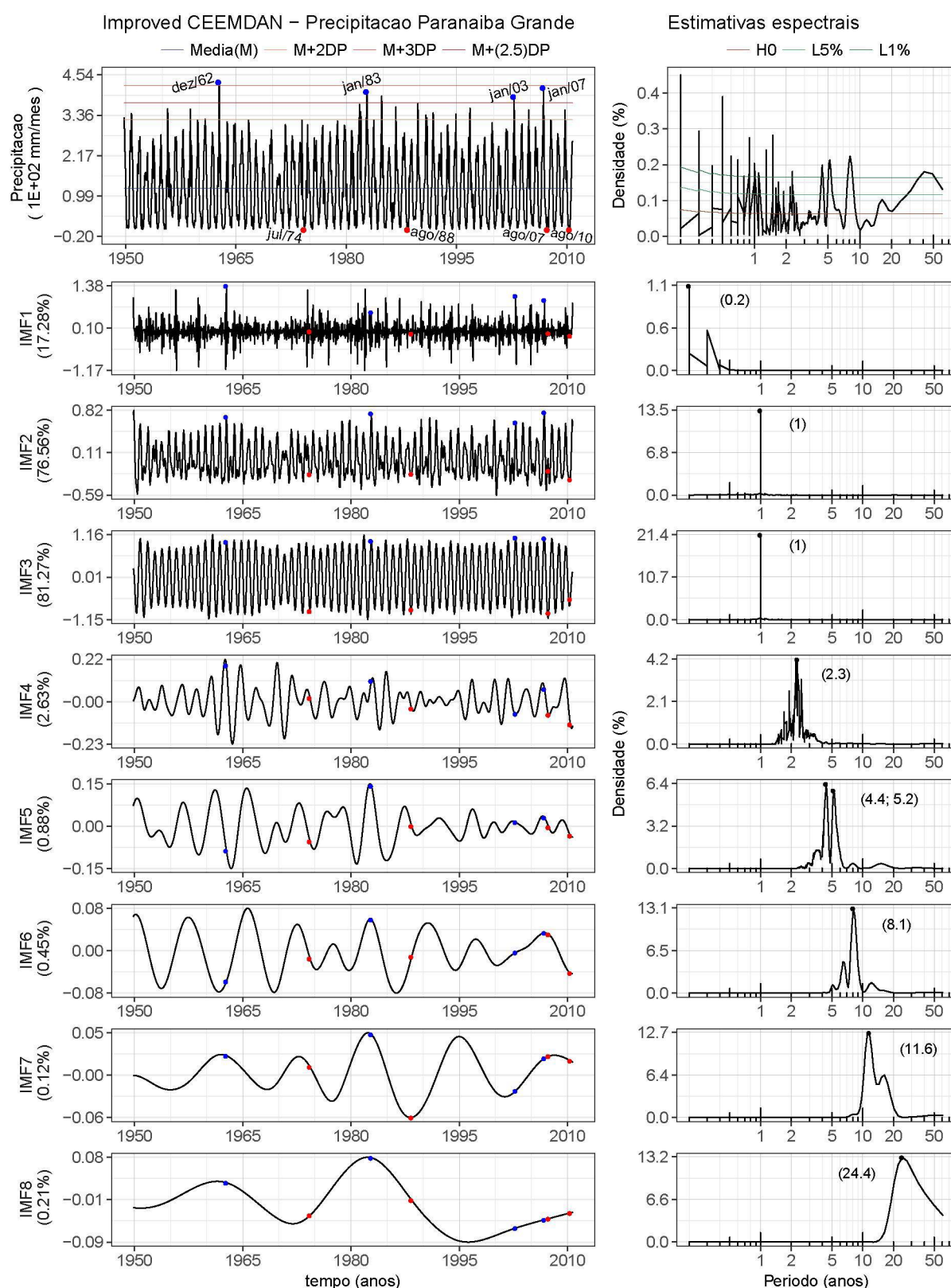


Figura 40 – Bacia do Paranaíba/Grande - Precipitação: Série total (painel superior esquerdo), séries de IMFs (painéis inferiores à esquerda), DEP da série total sem ciclo anual (painel superior direito), DEPs das IMFs (painéis inferiores à direita). A variância explicada por cada IMF é informada entre parênteses junto ao seu nome; as IMFs possuem a mesma unidade da série total. Na DEP da série são mostrados os limites de confiança unilaterais para $\alpha = 5\%$ e $\alpha = 1\%$. Nas DEPs das IMFs são informados entre parênteses os períodos de maior destaque (em anos). Nos painéis esquerdos, os pontos azuis (ou vermelhos) são extremos máximos (ou mínimos) selecionados para discussão das contribuições (item 5.4), as datas de referência são informadas no painel da série total.

Tabela 6 – Bacia do Paranaíba/Grande - Correlações entre Precipitação e Índices, e suas IMFs.

	Precip. Paranaíba Grande	IMF.1 (0.2)	IMF.2 e 3 (1)	IMF.4 (2.3)	IMF.5 (4.4; 5.2)	IMF.6 (8.1)	IMF.7 (11.6)	IMF.8 (24.4)
NINO3.4					0.26(0.08)			
IMF.1 (0.2)								
IMF.2 (0.6)								
IMF.3 (1.5)								
IMF.4 (2.9)					0.16(0.08)			
IMF.5 (5.6; 5.1)				0.11(0.02)	0.36(0.12)			
IMF.6 (9; 6.4)						0.47(0.05)		
IMF.7 (13.2)								0.14(0.14)
IMF.8 (28.2)								
IMF.9 (59.2)								
IMF.10 (118.4)								
NAOPC								
IMF.1 (0.2; 0.3)								
IMF.2 (0.6)								
IMF.3 (1)								
IMF.4 (2.7)				0.29(0.03)				
IMF.5 (5)								
IMF.6 (8.7)					0.13(0.17)	0.49(0.14)		
IMF.7 (13.5)							-0.54(0.19)	-0.28(0.01)
IMF.8 (39.3)							-0.15(0.12)	
IMF.9 (94.4)								
PDO								
IMF.1 (0.3)								
IMF.2 (0.5)								
IMF.3 (1)								
IMF.4 (2.2)								
IMF.5 (5.7)								
IMF.6 (9)								
IMF.7 (19.6)							0.20(0.18)	0.55(0.18)
IMF.8 (46.9)								
IMF.9 (93.9)								-0.55(0.18)
IPO					0.25(0.11)			
IMF.1 (0.3; 0.2)								
IMF.2 (0.8; 0.5)								
IMF.3 (1.5)			0.12(0.08)					
IMF.4 (2.9)					0.19(0.06)			
IMF.5 (5.7)					0.33(0.17)			
IMF.6 (9)						0.37(0.13)		-0.13(0.08)
IMF.7 (13.4)							0.46(0.19)	0.41(0.08)
IMF.8 (28)								
IMF.9 (58.8)								
AMO								
IMF.1 (0.2; 0.4)								
IMF.2 (0.6)			-0.16(0.05)					
IMF.3 (1)			-0.31(0.07)					
IMF.4 (2.7; 2.3)								
IMF.5 (3.5; 3.8)								
IMF.6 (9.1)								
IMF.7 (21.5; 17)								0.52(0.12)
IMF.8 (64.6)								
IMF.9 (71.7)								

No corpo da tabela: correlações e significância em parênteses. São feitos destaques para o NS 5% (cinza médio), NS 10% (cinza claro), e para casos em que não foi possível acessar a significância ("NA", cinza escuro). Para facilitar a leitura, foram omitidas correlações de valor absoluto ≤ 0.10 e correlações com NS > 0,20. Os períodos de cada IMF são informados em anos em parênteses.

Tabela 7 – Bacia do Paranaíba/Grande - Correlações entre Precipitação e Modos de TSM, e suas IMFs.

	Precip. Paranaíba Grande	IMF.1 (0.2)	IMF.2 e 3 (1)	IMF.4 (2.3)	IMF.5 (4.4; 5.2)	IMF.6 (8.1)	IMF.7 (11.6)	IMF.8 (24.4)
ModoR2 NINO	0.11(0.00)				0.31(0.03)	0.16(0.12)	0.15(0.05)	
IMF.1 (0.2)								
IMF.2 (0.7; 0.6)								
IMF.3 (1.5)								
IMF.4 (3.6)					0.25(0.02)			
IMF.5 (5.2; 5.6)					0.37(0.07)			
IMF.6 (6.5)					0.23(0.03)	0.62(0.00)		
IMF.7 (13.3)							0.77(0.04)	0.20(0.16)
IMF.8 (29.3)								
IMF.9 (88)								
ModoR3 ATS				0.24(0.02)	0.16(0.14)			
IMF.1 (0.3)								
IMF.2 (0.6)								
IMF.3 (1.5)								
IMF.4 (2.3)				0.48(0.01)				
IMF.5 (3.6; 4.9)								
IMF.6 e 7 (12.2)						0.31(0.07)		
IMF.8 e 9 (44)								
ModoR4 AMO								
IMF.1 (0.2)								
IMF.2 (0.5; 0.8)								
IMF.3 (1)								
IMF.4 (2.9; 2.5)								
IMF.5 (4.3; 5.3)								
IMF.6 (9)								0.11(0.07)
IMF.7 (23.2)								
IMF.8 (33.8)								
IMF.9 (88)								
ModoR5 IPO(N)					0.21(0.05)			
IMF.1 (0.2)								
IMF.2 (0.6; 0.7)								
IMF.3 (1.5; 1.2)								
IMF.4 (2)								
IMF.5 (4.7; 3.9)					0.41(0.09)			
IMF.6 (9.2)								
IMF.7 (23.2)								
IMF.8 (48.9)								
IMF.9 (55)								
ModoR7 IPO(S)								-0.28(0.03)
IMF.1 (0.2; 0.3)								
IMF.2 (0.8; 0.5)								
IMF.3 (1)								
IMF.4 (2.3; 1.8)								
IMF.5 (4.2)								
IMF.6 (9)								
IMF.7 (14.7; 25.9)								-0.44(0.16)
IMF.8 (36.7)								
IMF.9 (88)								-0.61(0.08)

No corpo da tabela: correlações e significância em parênteses. São feitos destaques para o NS 5% (cinza médio), NS 10% (cinza claro), e para casos em que não foi possível acessar a significância ("NA", cinza escuro). Para facilitar a leitura, foram omitidas correlações de valor absoluto ≤ 0.10 e correlações com NS > 0.20. Os períodos de cada IMF são informados em anos em parênteses.

Como visto na análise espectral e decomposição dos índices, há componente bianual mais forte no índice Niño 3.4 do que no modo de TSM Niño (Figuras 30 e 35, respectivamente). Seria possível esperar uma relação entre o componente bianual da precipitação na bacia e componente bianual do índice Niño 3.4. E há correlação significativa, embora relativamente pequena, entre o componente de 4-6 anos do índice Niño3.4 (IMF5) e o componentes bianual (IMF4) e de 4-6 anos da precipitação (IMF5), e do componente bianual do índice Niño 3.4 e de 4-6 anos da precipitação (correlação $< 0,10$).

Como mencionado, a anomalia de precipitação nesta bacia tende a inverter da primavera para verão, como observado por Grimm, Pal e Giorgi (2007) e Grimm e Zilli (2009) em relação a uma mesma anomalia de ENSO. Portanto, não há correlação de mesmo sinal para estas duas estações em que mais chove, resultando em fraca correlação quando se consideram em conjunto todas as estações do ano, como nesta análise, embora o impacto seja mais forte no verão. Assim, a razão para correlações mais fracas com ENSO nesta bacia pode estar na sua localização em região de transição quanto aos impactos de ENSO e nos impactos diferentes em diferentes períodos do ano.

O índice Niño 3.4 representa a variação da TSM no Pacífico equatorial central (5°N - 5°S , 170° - 120°O), enquanto o modo de TSM Niño representa melhor a variação no Pacífico equatorial central-leste e outras variações associadas (Figura 7), assim como o PSA1 (MO, 2000; MO; PAEGLE, 2001). Por esta razão, o modo de TSM Niño representa melhor a influência da oscilação climática relacionada com o ENSO sobre a precipitação na Bacia do que o índice Niño 3.4, como visto nas correlações que são maiores com o modo do que com o índice.

Há correlações significativas entre as IMFs de 4 a 6 do modo de TSM Niño, que representam o componente mais forte de menor frequência do ENSO, na faixa de 3-7 anos, e a IMF5 da precipitação de 4-5 anos (Figura 41). Isto é coerente com estudos anteriores sobre impactos de ENSO (GRIMM, 2003; GRIMM, 2004). Estas correlações são reafirmadas por correlações significativas na faixa de 3-6 anos de ENSO entre a precipitação e: o índice IPO e o modo IPO Norte, pois o IPO e o ENSO tem padrões em comum e os índices não representam geralmente modos ortogonais.

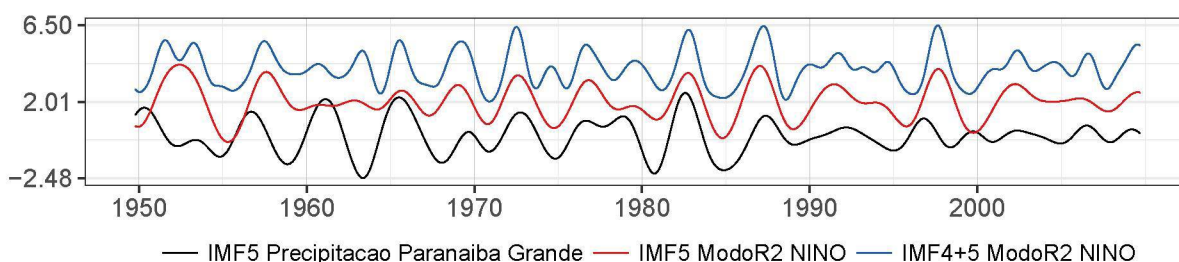


Figura 41 – Bacia do Paranaíba/Grande - Precipitação: Comparação da IMF5 da precipitação de 4-5 anos, com as IMFs 5 e 4+5 do modo de TSM Niño, de mesma escala temporal. Modos normalizados pelo próprio desvio padrão, com defasagens verticais de poucas unidades para evitar sua sobreposição.

Apesar de não aparecer correlação significativa dos componentes bianuais da precipitação com o índice Niño 3.4 e o modo de TSM Niño (baixa DEP na escala QB), há correlação significativa nesta escala entre a precipitação e o modo de TSM ATS (Tabela 7) e com o índice NAO_{PC} (Tabela 6), que são as correlações mais fortes nesta escala. Isto pode ser explicado pela interação entre as anomalias de TSM no Pacífico e no Atlântico. Uma anomalia de TSM associada com o sinal bianual de ENSO no Pacífico Central produz uma anomalia de TSM no ATS no verão (MO; HÄKKINEN, 2001), além de precipitação anômala na região da bacia. Como a relação entre a precipitação na Bacia e a TSM no ATS é a mesma para primavera e verão, então a correlação entre a TSM no ATS e a precipitação na bacia é mais forte. Contudo, não se pode afirmar que as anomalias de TSM no ATS geram as anomalias

de precipitação na Bacia, pois ambas podem ter em comum influências do Oceano Pacífico. Também há relação entre ENSO e NAO (LI; LAU, 2012), o que pode explicar a correlação com NAO.

Na escala decadal, há correlação forte e significativa entre a IMF6 da precipitação, com período em torno de 8-9 anos, que é importante na DEP, com a IMF6 do índice Niño3.4 e do modo de TSM Niño (Figura 42), que tem escalas semelhantes (incluindo também período em torno de 6 anos). Estudos anteriores que identificaram este período em torno de 8-9 anos na variabilidade da vazão do Rio Paraná, o atribuíram apenas à influência da NAO (ROBERTSON; MECHOSO, 1998; ANTICO; SCHLOTTHAUER; TORRES, 2014). No índice Niño3.4 (Figura 30) e no modo de TSM Niño (Figura 35) o período de 8-9 anos é menos significativo na variabilidade de ENSO do que a banda 3-6 anos, mas, ainda assim, sua correlação com a IMF6 correspondente da precipitação é até mais significativa que com o IMF6 do índice NAO_{PC} (Tabela 6).

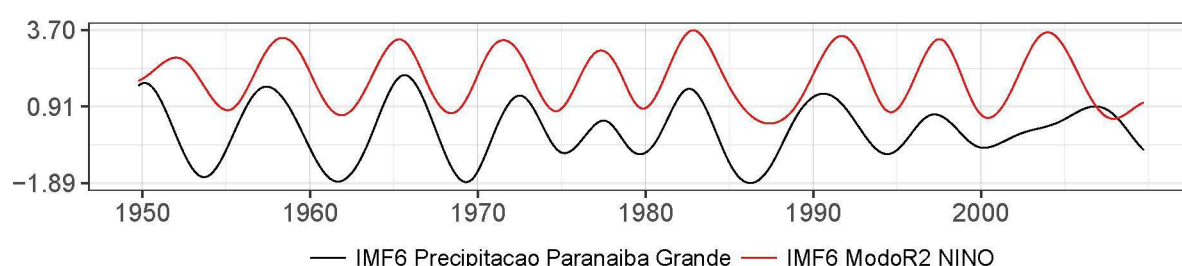


Figura 42 – Bacia do Paranaíba/Grande - Precipitação: Comparação da IMF6 da precipitação de 8-9 anos, com a IMF 6 do modo de TSM Niño, de escala temporal semelhante. Modos normalizados pelo próprio desvio padrão, com defasagens verticais de poucas unidades para evitar sua sobreposição.

Em escalas interdecadais de 10-14 anos, a IMF7 da precipitação mesmo não sendo tão forte na DEP (Figura 40) tem correlação forte e significativa com a IMF7 do modo de TSM Niño. A IMF7 da precipitação também possui fortes correlações, embora menos significativas com as IMFs de mesma escala temporal dos índices Niño3.4, NAO_{PC} e IPO.

Em escalas interdecadais de 20 anos ou mais, que também são menos fortes na DEP da precipitação, as correlações mais significativas ocorrem com os índices NAO_{PC} e IPO, havendo também correlações relativamente altas com os índices PDO e AMO. Este resultado é coerente com os resultados de Grimm e Saboia (2015), pois o seu 2º modo de variabilidade interdecadal da precipitação de verão (FEOR2, função empírica ortogonal rotacionada 2), que tem fortes componentes na bacia, é o que apresenta maior correlação com estes índices. Quanto aos modos de TSM, as correlações mais fortes e/ou significativas nestas escalas aparecem com ENSO, AMO e IPO Sul. Estas escalas interdecadais de 20 anos ou mais têm menor força na DEP ou nas variâncias explicadas das IMFs, pois as séries de precipitação são relativamente curtas (1950-2010).

(b) Vazão

A Figura 43 apresenta a decomposição em modos empíricos da vazão na Bacia do Paranaíba/Grande, e as respectivas DEPs. A Tabela 8 apresenta as correlações com índices climáticos e suas IMFs, e a Tabela 9 apresenta o mesmo para modos climáticos de TSM e suas IMFs. Em todos os casos, e não somente nesta bacia, enquanto a precipitação tem DEP mais parecida com ruído branco, a vazão exibe um espectro mais coerente com ruído vermelho. As DEPs de precipitação mostram maior densidade de potências em escalas de tempo mais curtas, enquanto as DEPs das vazões têm mais energia em escalas de tempo mais longas.

Assim como a precipitação, a vazão tem um pronunciado ciclo anual, com grandes valores de variância explicada nas IMFs com período de 1 ano. A DEP da vazão da Bacia do Paranaíba/Grande na estação de Ilha Solteira só tem um pico espectral bianual com $NS < 5\%$, enquanto o pico bianual da precipitação tinha $NS < 1\%$. Os picos mais significativos estão entre 4-6 anos, entre 8-9 anos e em torno de 30-40 anos que poderia corresponder ao pico de 30-50 anos da precipitação. Há um pico espectral proeminente entre 15-25 anos que não está significativamente presente na DEP da precipitação.

A decomposição da vazão em IMFs mostra oscilações com períodos de 2.5, 4-5, 8.3, 18.9, 34 e 68 anos. Com exceção da escala bianual, os outros períodos interanuais e interdecadais aparecem com maiores valores de variância explicada para a vazão do que para a precipitação. O maior comprimento desta série pode ter contribuído para isto. Contudo, de forma geral, há coerência entre os períodos dos picos espectrais significativos de precipitação e vazão, sendo a maior diferença o pico com período entre 18-20 anos.

Um pico entre 18-20 anos foi achado por Robertson, Mechoso e Garcia (2001) para a vazão de verão do Rio Paraná em Corrientes, mas não por Robertson e Mechoso (1998) para a vazão média anual. Antico, Schlotthauer e Torres (2014) acharam este pico na vazão em Corrientes, com o uso de dados mensais, assim como nesta dissertação, e aplicando o CEEMDAN. Kane (2005) também achou este pico apenas para as vazões de verão em Corrientes, mas não para as outras estações do ano, diferentemente do pico de 8-9 anos que foi encontrado para todas as estações. Assim sendo, é possível que este pico de mais longa escala de tempo seja mais aparente na vazão, do que nas precipitações ($NS > 5\%$).

Assim como na precipitação, a relação da vazão com ENSO é representada com correlações mais fortes e significativas usando-se o modo de TSM Niño do que o índice Niño 3.4. Correlações significativas são observadas com este modo na escala de 3-6 anos (Figura 44) e de 8-9 anos (Figura 45). Nesta última escala, há também correlação significativa com o índice IPO, mas não com o índice NAO_{PC} , diferentemente do que foi observado para a precipitação (Tabela 6).

Na escala bianual, assim como na precipitação, as melhores correlações estão entre a IMF4 da vazão e as IMFs 4 do índice NAO_{PC} e do modo de TSM ATS, provavelmente pelos motivos descritos anteriormente.

Na escala interdecadal de 18-20 anos as mais fortes correlações ocorrem com o índice IPO (Figura 46), havendo também correlação com o índice NAO_{PC} e AMO. A periodicidade em torno de 30 anos parece dever-se a NAO e/ou IPO. Quanto ao mais longo período interdecadal (70 anos), deve-se primordialmente a AMO (Figura 47).

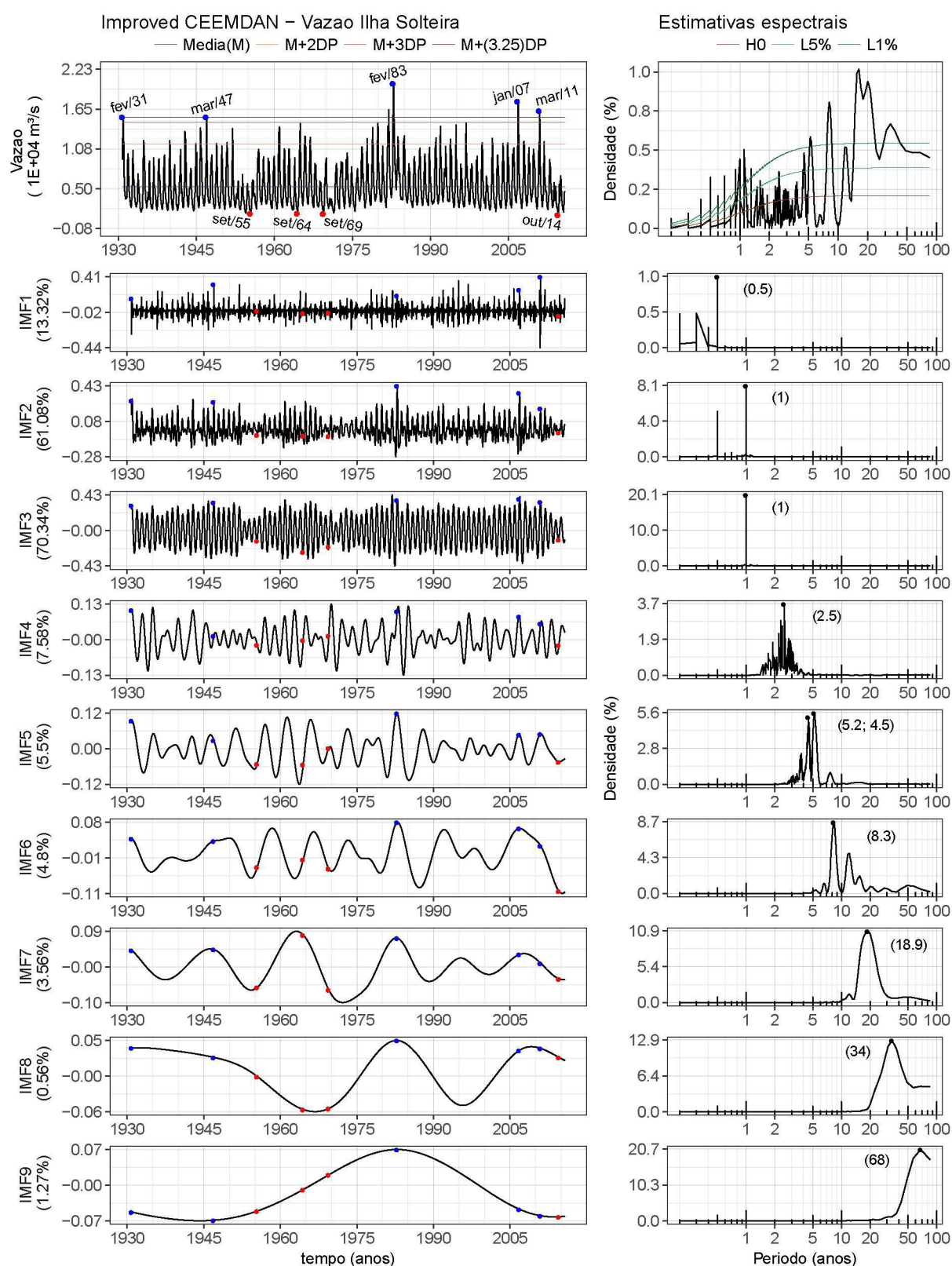


Figura 43 – Bacia do Paranaíba/Grande - Vazão: Série total (painel superior esquerdo), séries de IMFs (painéis inferiores à esquerda), DEP da série total sem ciclo anual (painel superior direito), DEPs das IMFs (painéis inferiores à direita). A variância explicada por cada IMF é informada entre parênteses junto ao seu nome; as IMFs possuem a mesma unidade da série total. Na DEP da série são mostrados os limites de confiança unilaterais para $\alpha = 5\%$ e $\alpha = 1\%$. Nas DEPs das IMFs são informados entre parênteses os períodos de maior destaque (em anos). Nos painéis esquerdos, os pontos azuis (ou vermelhos) são extremos máximos (ou mínimos) selecionados para discussão das contribuições (item 5.4), as datas de referência são informadas no painel da série total.

Tabela 8 – Bacia do Paranaíba/Grande - Correlações entre Vazão e Índices, e suas IMFs.

	Vazao Ilha Solteira	IMF.1 (0.5)	IMF.2 e 3 (1)	IMF.4 (2.5)	IMF.5 (5.2; 4.5)	IMF.6 (8.3)	IMF.7 (18.9)	IMF.8 (34)	IMF.9 (68)
NINO3.4	0.12(0.03)			0.11(0.19)	0.18(0.09)				
IMF.1 (0.2)									
IMF.2 (0.6)									
IMF.3 (1.5)									
IMF.4 (2.9)					0.11(0.07)				
IMF.5 (5.6; 5.1)					0.28(0.11)				
IMF.6 (9; 6.4)						0.24(0.18)			
IMF.7 (13.2)	0.14(0.12)						0.32(0.11)		
IMF.8 (28.2)						-0.24(0.08)	0.31(0.12)		
IMF.9 (59.2)									0.45(0.09)
IMF.10 (118.4)									
NAOPC									
IMF.1 (0.2; 0.3)									
IMF.2 (0.6)									
IMF.3 (1)			-0.11(0.18)						
IMF.4 (2.7)				0.20(0.10)					
IMF.5 (5)									
IMF.6 (8.7)									
IMF.7 (13.5)	-0.19(0.05)						-0.45(0.07)	-0.11(0.09)	
IMF.8 (39.3)									0.57(0.07)
IMF.9 (94.4)									
PDO	0.12(0.02)								
IMF.1 (0.3)									
IMF.2 (0.5)									
IMF.3 (1)									
IMF.4 (2.2)									
IMF.5 (5.7)									
IMF.6 (9)									
IMF.7 (19.6)									
IMF.8 (46.9)	0.13(0.07)								0.39(0.08)
IMF.9 (93.9)									
IPO	0.18(0.00)			0.11(0.14)	0.20(0.06)		0.16(0.06)		
IMF.1 (0.3; 0.2)									
IMF.2 (0.8; 0.5)									
IMF.3 (1.5)			0.15(0.09)						
IMF.4 (2.9)					0.13(0.05)				
IMF.5 (5.7)					0.31(0.07)				
IMF.6 (9)	0.11(0.06)					0.31(0.04)		-0.14(0.08)	
IMF.7 (13.4)	0.17(0.12)						0.60(0.04)		
IMF.8 (28)						-0.22(0.17)	0.24(0.15)		0.26(0.01)
IMF.9 (58.8)	0.17(0.11)								0.60(0.15)
AMO							0.18(0.05)		-0.63(0.07)
IMF.1 (0.2; 0.4)									
IMF.2 (0.6)									
IMF.3 (1)									
IMF.4 (2.7; 2.3)									
IMF.5 (3.5; 3.8)						0.13(0.04)			
IMF.6 (9.1)									
IMF.7 (21.5; 17)									
IMF.8 (64.6)							0.14(0.04)		-0.90(0.14)
IMF.9 (71.7)	-0.19(0.19)						0.11(0.19)		-0.94(0.04)

No corpo da tabela: correlações e significância em parênteses. São feitos destaques para o NS 5% (cinza médio), NS 10% (cinza claro), e para casos em que não foi possível acessar a significância ("NA", cinza escuro). Para facilitar a leitura, foram omitidas correlações de valor absoluto ≤ 0.10 e correlações com NS > 0,20. Os períodos de cada IMF são informados em anos em parênteses.

Tabela 9 – Bacia do Paranaíba/Grande - Correlações entre Vazão e Modos de TSM, e suas IMFs.

	Vazao Ilha Solteira	IMF.1 (0.5)	IMF.2 e 3 (1)	IMF.4 (2.5)	IMF.5 (5.2; 4.5)	IMF.6 (8.3)	IMF.7 (18.9)	IMF.8 (34)	IMF.9 (68)
ModoR2 NINO	0.21(0.00)			0.15(0.06)	0.29(0.02)	0.19(0.00)	0.13(0.01)		
IMF.1 (0.2)									
IMF.2 (0.7; 0.6)									
IMF.3 (1.5)									
IMF.4 (3.6)				0.23(0.07)	0.19(0.03)				
IMF.5 (5.2; 5.6)	0.13(0.03)				0.38(0.04)	0.13(0.08)			
IMF.6 (6.5)	0.17(0.01)				0.17(0.05)	0.47(0.01)			
IMF.7 (13.3)	0.16(0.11)						0.45(0.06)		
IMF.8 (29.3)						-0.22(0.06)	0.31(0.18)		0.20(0.17)
IMF.9 (88)									
ModoR3 ATS				0.15(0.06)					
IMF.1 (0.3)									
IMF.2 (0.6)									
IMF.3 (1.5)									
IMF.4 (2.3)				0.27(0.09)					
IMF.5 (3.6; 4.9)									
IMF.6 e 7 (12.2)	0.11(0.20)					0.34(0.17)			
IMF.8 e 9 (44)						0.13(0.17)			
ModoR4 AMO									-0.33(0.02)
IMF.1 (0.2)									
IMF.2 (0.5; 0.8)									
IMF.3 (1)									
IMF.4 (2.9; 2.5)									
IMF.5 (4.3; 5.3)									
IMF.6 (9)									
IMF.7 (23.2)									
IMF.8 (33.8)									-0.53(0.06)
IMF.9 (88)	-0.22(0.12)								
ModoR5 IPO(N)							-0.13(0.16)		
IMF.1 (0.2)									
IMF.2 (0.6; 0.7)									
IMF.3 (1.5; 1.2)									
IMF.4 (2)									
IMF.5 (4.7; 3.9)									
IMF.6 (9.2)									
IMF.7 (23.2)									
IMF.8 (48.9)									
IMF.9 (55)									
ModoR7 IPO(S)									
IMF.1 (0.2; 0.3)									
IMF.2 (0.8; 0.5)									
IMF.3 (1)			-0.11(0.04)						
IMF.4 (2.3; 1.8)									
IMF.5 (4.2)									
IMF.6 (9)									
IMF.7 (14.7; 25.9)									
IMF.8 (36.7)									
IMF.9 (88)							0.12(0.18)		

No corpo da tabela: correlações e significância em parênteses. São feitos destaques para o NS 5% (cinza médio), NS 10% (cinza claro), e para casos em que não foi possível acessar a significância ("NA", cinza escuro). Para facilitar a leitura, foram omitidas correlações de valor absoluto ≤ 0.10 e correlações com NS > 0.20 . Os períodos de cada IMF são informados em anos em parênteses.

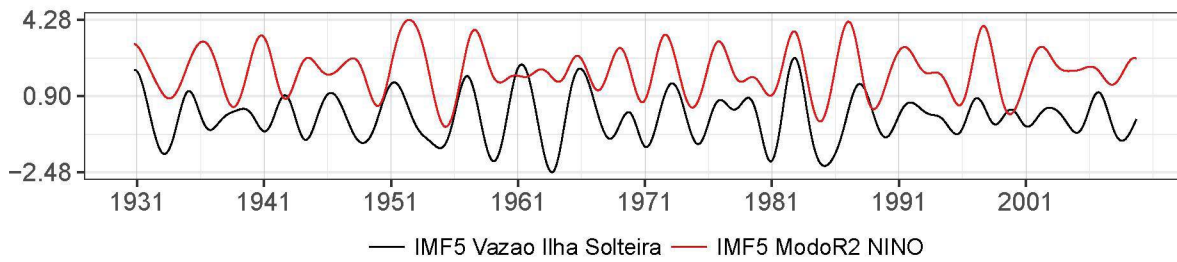


Figura 44 – Bacia do Paranaíba/Grande - Vazão: Comparação da IMF5 da vazão de 3-6 anos, com a IMF 5 do modo de TSM Niño, de escala temporal semelhante. Modos normalizados pelo próprio desvio padrão, com defasagens verticais de poucas unidades para evitar sua sobreposição.

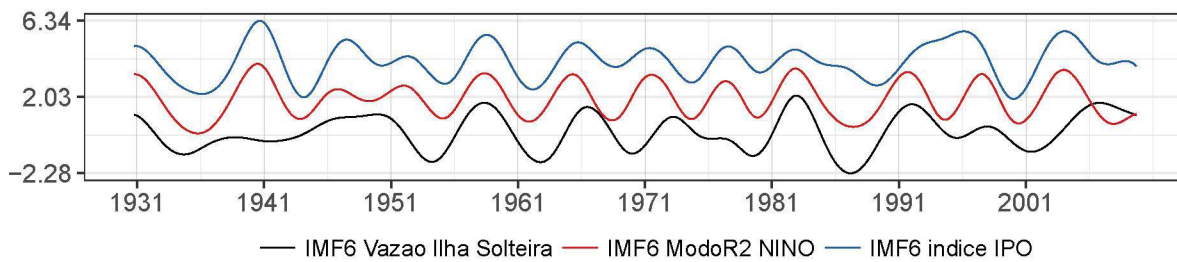


Figura 45 – Bacia do Paranaíba/Grande - Vazão: Comparação da IMF6 da vazão de 8-9 anos, com as IMFs 6 do modo de TSM Niño e do índice IPO, de escala temporal semelhante. Modos normalizados pelo próprio desvio padrão, com defasagens verticais de poucas unidades para evitar sua sobreposição.

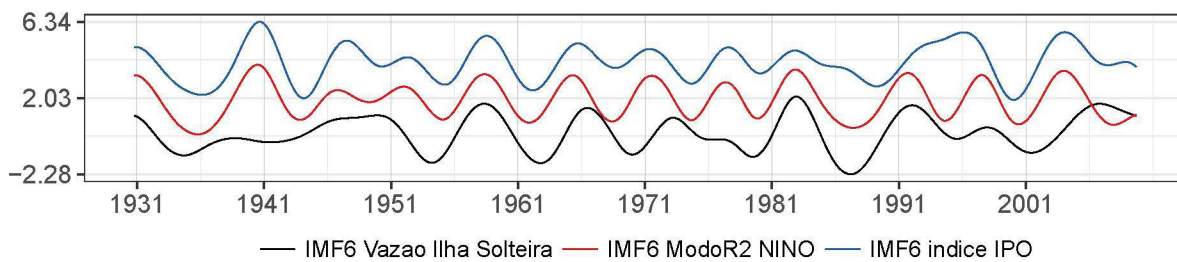


Figura 46 – Bacia do Paranaíba/Grande - Vazão: Comparação da IMF7 da vazão de 18-20 anos, com as IMFs 7 do índice IPO, e do índice NAO_{PC} , de escala temporal semelhante. Modos normalizados pelo próprio desvio padrão, com defasagens verticais de poucas unidades para evitar sua sobreposição.

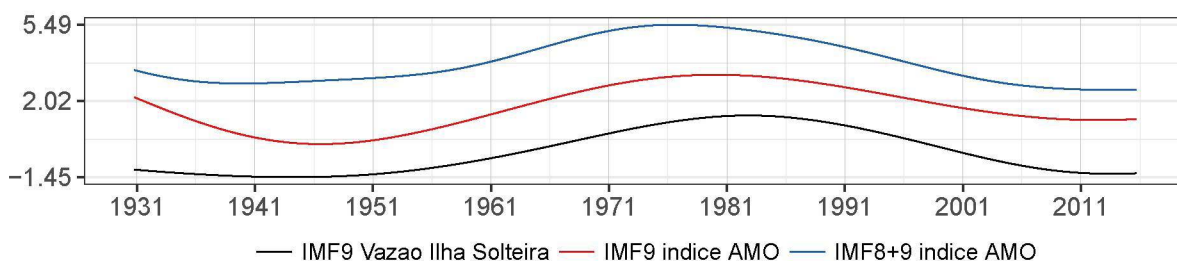


Figura 47 – Bacia do Paranaíba/Grande - Vazão: Comparação da IMF9 da vazão de 70 anos, com as IMFs 9 e 8+9 do índice AMO, de escala temporal semelhante. Modos normalizados pelo próprio desvio padrão, com defasagens verticais de poucas unidades para evitar sua sobreposição. Um fator de (-1) foi aplicado a estes dois últimos modos devido à correlação negativa.

5.3.2 Bacia do Iguaçu

(a) Precipitação

A Figura 48 apresenta a decomposição em modos empíricos da precipitação na Bacia do Iguaçu, e as respectivas DEPs. A Tabela 10 apresenta as correlações com índices climáticos e suas IMFs, e a Tabela 11 apresenta o mesmo para modos climáticos de TSM e suas IMFs.

A Bacia do Iguaçu (Figura 28) está localizada em região sob influência significativa de ENSO (GRIMM, 2003; GRIMM, 2004). Isto aparece claramente na DEP da precipitação, na qual o pico entre 3-4 anos é bem mais proeminente do que os demais. Nas IMFs, a escala de ENSO também têm os maiores valores de variância explicada, após as IMFs intra-anuais e anual.

O valor da variância explicada pelo pico anual (Figura 48) é relativamente bem menor que o da precipitação na Bacia do Paranaíba/Grande (Figura 40), como visto no item 4.3 e Figura 28, sendo até menor que as variâncias explicadas no período semi-anual (IMF2). Nesta área, também não há tendências de inversão da anomalia de precipitação entre as estações de primavera e verão, como visto na Bacia do Paranaíba/Grande. Assim, correlações mais fortes podem ser observadas usando-se as precipitações de todos os meses.

O componente bianual não é significativo, mas o período de 8-9 anos, proeminente na Bacia do Paranaíba/Grande, aparece nesta bacia também. Aparecem ainda periodicidades de 12-13 anos e de 17-20 anos. Esta última não era significativa na precipitação da Bacia do Paranaíba/Grande, mas aparecia na vazão daquela bacia.

Nesta bacia, as correlações que indicam a influência de ENSO também são mais fortes com o modo de TSM Niño do que com o índice Niño 3.4 (Tabelas 11 e 10). As IMFs 4 e 5 da precipitação, na escala de 3-4 anos, são significativamente correlacionados com as IMFs 4 e 5 do modo de TSM Niño com escala de 3-6 anos (Figura 49).

O modo de TSM Niño também tem fortes correlações com a precipitação nas IMFs 6 e 7, nas escalas de 8-9 anos, 12-13 anos e 17-19 anos. Nestas faixas também há contribuição das IMFs 6 e 7 do índice NAO_{PC} , sendo até mais forte que a correlação com o modo de TSM Niño em 8-9 anos (IMFs 6), porém não superior àquela mostrada para o modo de TSM IPO Sul, que reforça a influência do Pacífico (Figura 50). Aparentemente, a NAO é influenciada por ENSO.

Nas escalas interdecadais mais longas (acima de 30 anos), as maiores influências são dos modos de TSM AMO e ATS e pelo índice NAO_{PC} , que possuem aspectos em comum, devido à localização na mesma bacia oceânica (Tabelas 10 e 11; Figura 51). Há correlações menores que estas com o modo IPO Norte e índice PDO, os quais tem aspectos em comum. Grimm e Saboia (2015) observaram que a variabilidade interdecadal de primavera na Bacia do Iguaçu está mais bem representada pelo modo 2 (FEOR2 de primavera), que tem maior relação com a AMO, enquanto a variabilidade de verão está mais bem representada pelos modos 2 e 3 (FEOR2 e FEOR3 de verão), que são mais relacionados com os índices NAO e PDO e com os modos de TSM AMO e IPO Norte. Com séries de precipitação relativamente curtas e com o uso de todos os meses do ano, não é possível separar completamente influências diferentes.

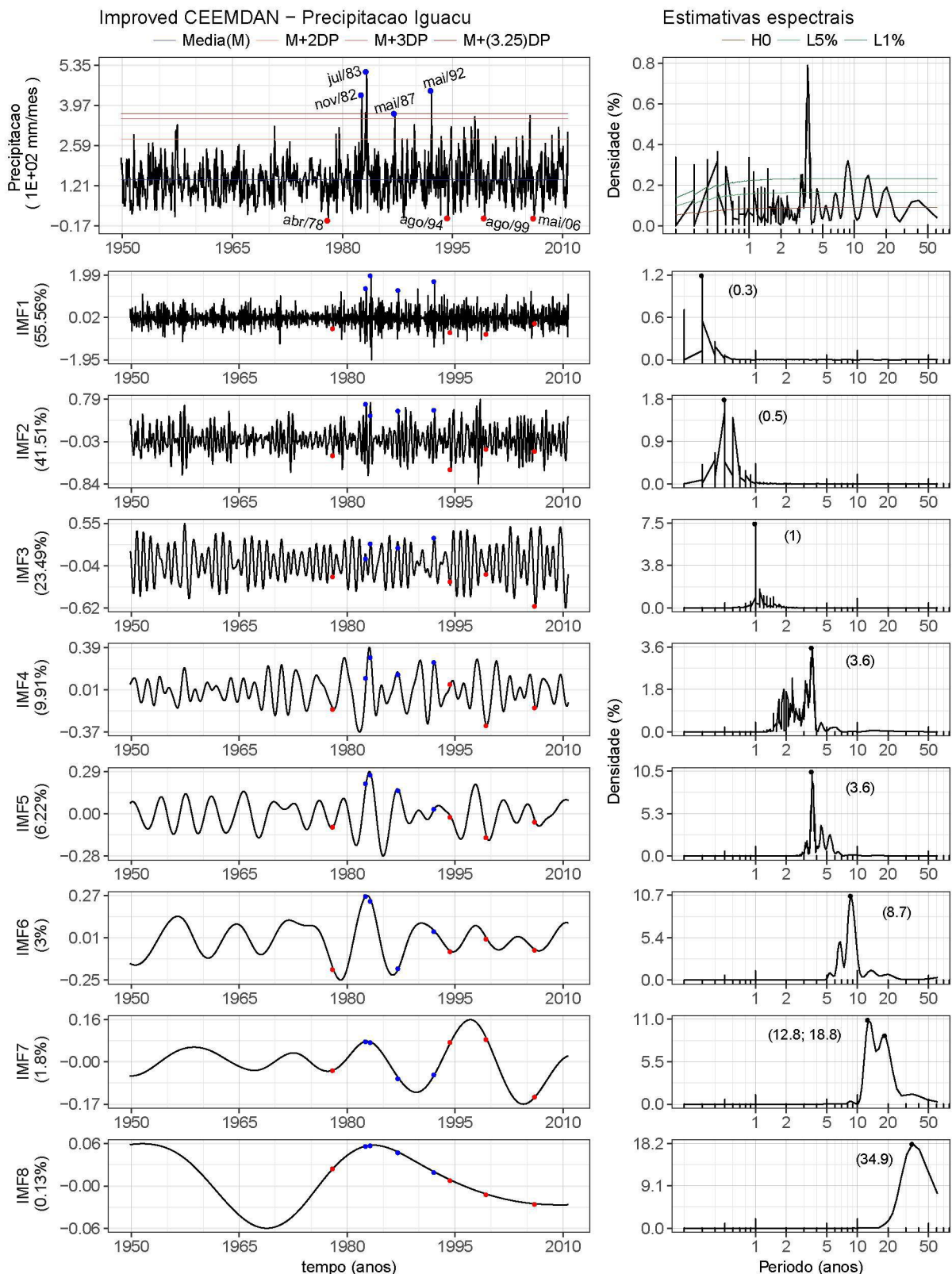


Figura 48 – Bacia do Iguaçu - Precipitação: Série total (painel superior esquerdo), séries de IMFs (painéis inferiores à esquerda), DEP da série total sem ciclo anual (painel superior direito), DEPs das IMFs (painéis inferiores à direita). A variância explicada por cada IMF é informada entre parênteses junto ao seu nome; as IMFs possuem a mesma unidade da série total. Na DEP da série são mostrados os limites de confiança unilaterais para $\alpha = 5\%$ e $\alpha = 1\%$. Nas DEPs das IMFs são informados entre parênteses os períodos de maior destaque (em anos). Nos painéis esquerdos, os pontos azuis (ou vermelhos) são extremos máximos (ou mínimos) selecionados para discussão das contribuições (item 5.4), as datas de referência são informadas no painel da série total.

Tabela 10 – Bacia do Iguaçu - Correlações entre Precipitação e Índices, e suas IMFs.

	Precip. Iguacu	IMF.1 (0.3)	IMF.2 (0.5)	IMF.3 (1)	IMF.4 e 5 (3.6)	IMF.6 (8.7)	IMF.7 (12.8; 18.8)	IMF.8 (34.9)
NINO3.4	0.14(0.00)				0.36(0.00)			
IMF.1 (0.2)								
IMF.2 (0.6)								
IMF.3 (1.5)				0.17(0.06)	0.12(0.03)			
IMF.4 (2.9)	0.12(0.01)				0.35(0.01)			
IMF.5 (5.6; 5.1)					0.38(0.01)			
IMF.6 (9; 6.4)					0.15(0.03)			
IMF.7 (13.2)								
IMF.8 (28.2)							0.32(0.13)	
IMF.9 (59.2)								
IMF.10 (118.4)	0.12(0.07)							
NAOPC								
IMF.1 (0.2; 0.3)								
IMF.2 (0.6)								
IMF.3 (1)				-0.17(0.08)				
IMF.4 (2.7)								
IMF.5 (5)								
IMF.6 (8.7)						0.62(0.03)		
IMF.7 (13.5)							-0.62(0.07)	
IMF.8 (39.3)								0.69(0.01)
IMF.9 (94.4)	0.12(0.10)						-0.19(0.20)	
PDO					0.14(0.04)			0.20(0.13)
IMF.1 (0.3)								
IMF.2 (0.5)								
IMF.3 (1)								
IMF.4 (2.2)					0.24(0.02)			
IMF.5 (5.7)					0.31(0.01)			
IMF.6 (9)								
IMF.7 (19.6)								
IMF.8 (46.9)								0.45(0.12)
IMF.9 (93.9)	0.11(0.15)						-0.21(0.16)	
IPO	0.17(0.00)				0.34(0.00)			
IMF.1 (0.3; 0.2)								
IMF.2 (0.8; 0.5)								
IMF.3 (1.5)				0.22(0.02)				
IMF.4 (2.9)	0.14(0.00)				0.38(0.01)			
IMF.5 (5.7)	0.11(0.04)				0.38(0.00)			
IMF.6 (9)								
IMF.7 (13.4)								
IMF.8 (28)							0.27(0.14)	
IMF.9 (58.8)								
AMO								
IMF.1 (0.2; 0.4)								
IMF.2 (0.6)								
IMF.3 (1)								
IMF.4 (2.7; 2.3)								
IMF.5 (3.5; 3.8)								
IMF.6 (9.1)								
IMF.7 (21.5; 17)								
IMF.8 (64.6)							-0.17(0.16)	
IMF.9 (71.7)								

No corpo da tabela: correlações e significância em parênteses. São feitos destaques para o NS 5% (cinza médio), NS 10% (cinza claro), e para casos em que não foi possível acessar a significância ("NA", cinza escuro). Para facilitar a leitura, foram omitidas correlações de valor absoluto ≤ 0.10 e correlações com NS > 0.20. Os períodos de cada IMF são informados em anos em parênteses.

Tabela 11 – Bacia do Iguaçu - Correlações entre Precipitação e Modos de TSM, e suas IMFs.

	Precip. Iguacu	IMF.1 (0.3)	IMF.2 (0.5)	IMF.3 (1)	IMF.4 e 5 (3.6)	IMF.6 (8.7)	IMF.7 (12.8; 18.8)	IMF.8 (34.9)
ModoR2 NINO	0.21(0.00)				0.40(0.00)	0.13(0.13)		
IMF.1 (0.2)								
IMF.2 (0.7; 0.6)			0.13(0.09)					
IMF.3 (1.5)				0.13(0.17)	0.11(0.03)			
IMF.4 (3.6)	0.15(0.01)				0.43(0.01)			
IMF.5 (5.2; 5.6)	0.11(0.06)				0.39(0.00)			
IMF.6 (6.5)					0.12(0.03)	0.43(0.07)		
IMF.7 (13.3)							0.71(0.04)	
IMF.8 (29.3)								
IMF.9 (88)	0.12(0.11)							
ModoR3 ATS								0.18(0.16)
IMF.1 (0.3)								
IMF.2 (0.6)								
IMF.3 (1.5)								
IMF.4 (2.3)								
IMF.5 (3.6; 4.9)					0.24(0.07)			
IMF.6 e 7 (12.2)								
IMF.8 e 9 (44)								0.80(0.02)
ModoR4 AMO								
IMF.1 (0.2)								
IMF.2 (0.5; 0.8)								
IMF.3 (1)								
IMF.4 (2.9; 2.5)								
IMF.5 (4.3; 5.3)								
IMF.6 (9)								0.11(0.16)
IMF.7 (23.2)								
IMF.8 (33.8)								-0.73(0.01)
IMF.9 (88)	-0.11(0.16)							
ModoR5 IPO(N)					0.12(0.11)	0.25(0.11)		
IMF.1 (0.2)								
IMF.2 (0.6; 0.7)								
IMF.3 (1.5; 1.2)								
IMF.4 (2)								
IMF.5 (4.7; 3.9)						0.18(0.11)		
IMF.6 (9.2)						0.46(0.12)		
IMF.7 (23.2)								
IMF.8 (48.9)								-0.58(0.09)
IMF.9 (55)							0.17(0.17)	
ModoR7 IPO(S)						0.15(0.13)		
IMF.1 (0.2; 0.3)								
IMF.2 (0.8; 0.5)			-0.14(0.07)					
IMF.3 (1)								
IMF.4 (2.3; 1.8)								
IMF.5 (4.2)								
IMF.6 (9)	0.14(0.00)					0.64(0.01)		
IMF.7 (14.7; 25.9)								
IMF.8 (36.7)								
IMF.9 (88)							-0.21(0.11)	

No corpo da tabela: correlações e significância em parênteses. São feitos destaques para o NS 5% (cinza médio), NS 10% (cinza claro), e para casos em que não foi possível acessar a significância ("NA", cinza escuro). Para facilitar a leitura, foram omitidas correlações de valor absoluto ≤ 0.10 e correlações com NS > 0,20. Os períodos de cada IMF são informados em anos em parênteses.

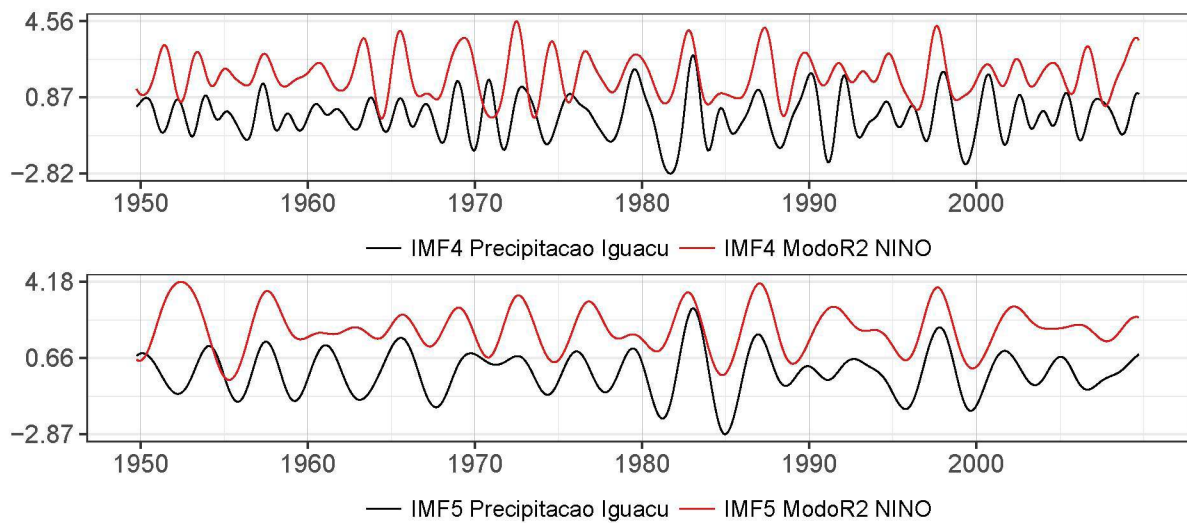


Figura 49 – Bacia do Iguazu - Precipitação: Comparação das IMFs 4 (acima) e das IMFs 5 (abaixo) da precipitação e do modo de TSM Niño na escala temporal de 3-4 e 3-6 anos, respectivamente. Modos normalizados pelo próprio desvio padrão, com defasagens verticais de poucas unidades para evitar sua sobreposição.

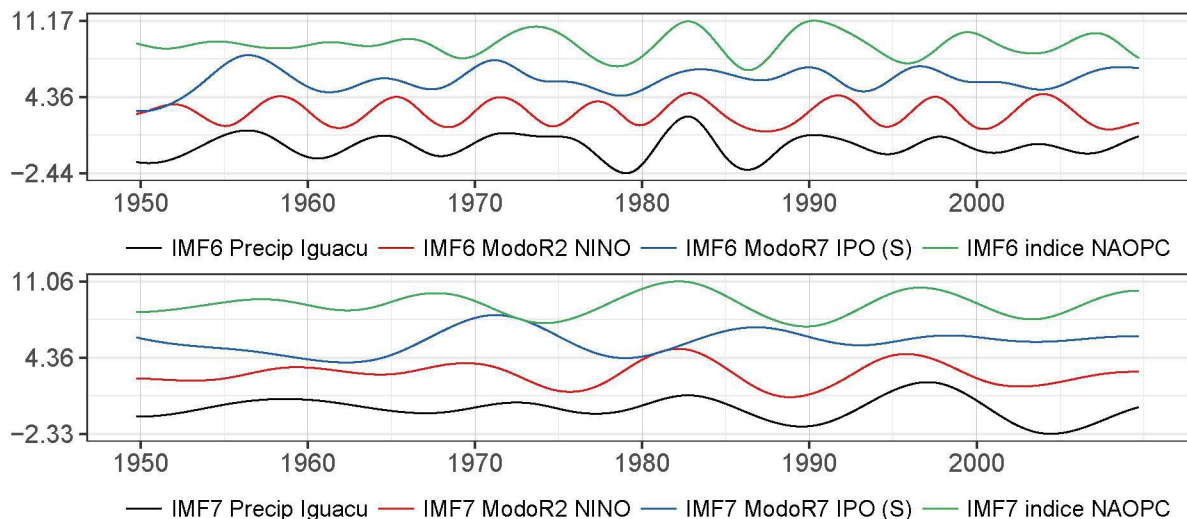


Figura 50 – Bacia do Iguazu - Precipitação: Comparação das IMFs 6 (acima) e das IMFs 7 (abaixo) da precipitação, do modo de TSM Niño, do modo de TSM IPO Sul e do índice NAO_{PC} , na escala temporal de 8-9 e 10-20 anos, respectivamente. Modos normalizados pelo próprio desvio padrão, com defasagens verticais de poucas unidades para evitar sua sobreposição. Um fator de (-1) foi aplicado a IMF7 do índice NAO_{PC} .

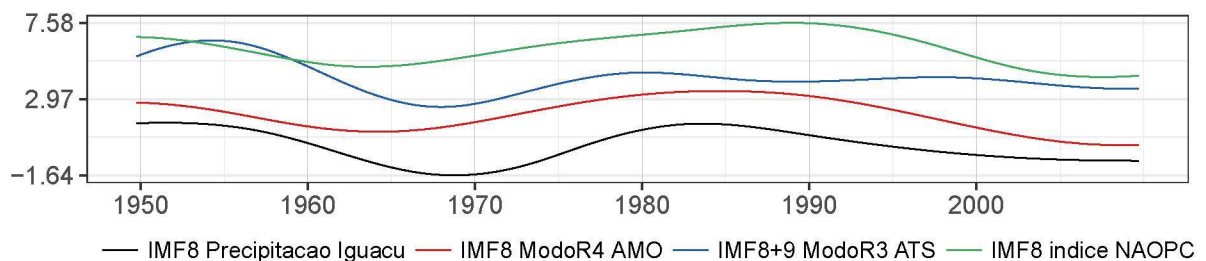


Figura 51 – Bacia do Iguazu - Precipitação: Comparação das IMFs 8 da precipitação, do modo de TSM AMO, e do índice NAO_{PC} , e também da IMF8+9 do modo de TSM ATS, todas na escala temporal superior a 30 anos. Modos normalizados pelo próprio desvio padrão, com defasagens verticais de poucas unidades para evitar sua sobreposição. Um fator de (-1) foi aplicado a IMF8 do modo de TSM AMO devido à correlação negativa.

(b) Vazão

A Figura 52 apresenta a decomposição em modos empíricos da vazão na Bacia do Iguaçu, e as respectivas DEPs. A Tabela 12 apresenta as correlações com índices climáticos e suas IMFs, e a Tabela 13 apresenta o mesmo para modos climáticos de TSM e suas IMFs.

Os aspectos comuns mais evidentes e significativos nas DEPs da precipitação e da vazão (Figuras 48 e 52, respectivamente) são os picos nas escalas de 3-4, 8-9 e 13-15 anos, todos com $NS < 1\%$. Há, para as vazões, um pico de variabilidade interdecadal superior a 50 anos ($NS < 5\%$), que não é significativo na DEP da precipitação. Há também um fraco sinal bianual com ($NS < 5\%$), também pouco expressivo na precipitação. Nas correlações, este sinal bianual mostra relação com ENSO e IPO, e nenhuma correlação com índices e modos de oscilações na Bacia do Atlântico.

Na escala temporal de ENSO de 3-6 anos, a correlação mais forte apresentada pelas vazões é com o modo de TSM Niño (Tabelas 12 e 13, Figura 53), e também com os índices Niño3.4 e IPO, sendo mais fortes do que as apresentadas pelas precipitações.

Na escala de 8-9 anos (Tabelas 12 e 13, Figura 54), há maior correlação com o índice NAO_{PC} ($NS < 5\%$), havendo também correlações fortes com modos de TSM Niño ($NS < 5\%$), IPO Norte ($NS = 6\%$) e IPO Sul ($NS < 5\%$), os quais têm padrões particulares comuns à ENSO. Ista relação conferem com as de precipitação nesta mesma escala temporal.

Na escala de 13-15 anos a maior correlação é com o modo de TSM Niño ($NS < 5\%$), havendo também forte correlação com o índice NAO_{PC} , embora sem significância ao nível de 5% (Figura 55).

Nas escalas interdecadais mais longas (acima de 50 anos), a maior influência é aparentemente devido à AMO, apresentada nas correlações com o modo de TSM AMO e com o índice AMO (Figura 56). Esta última é marginalmente significativa ($NS = 20\%$). A significância da correlação com o modo de TSM AMO não foi acessada. As últimas IMFs tendem a ser mais suavizadas, o que facilita a obtenção de fortes correlações, e dificulta a estimação de sua significância.

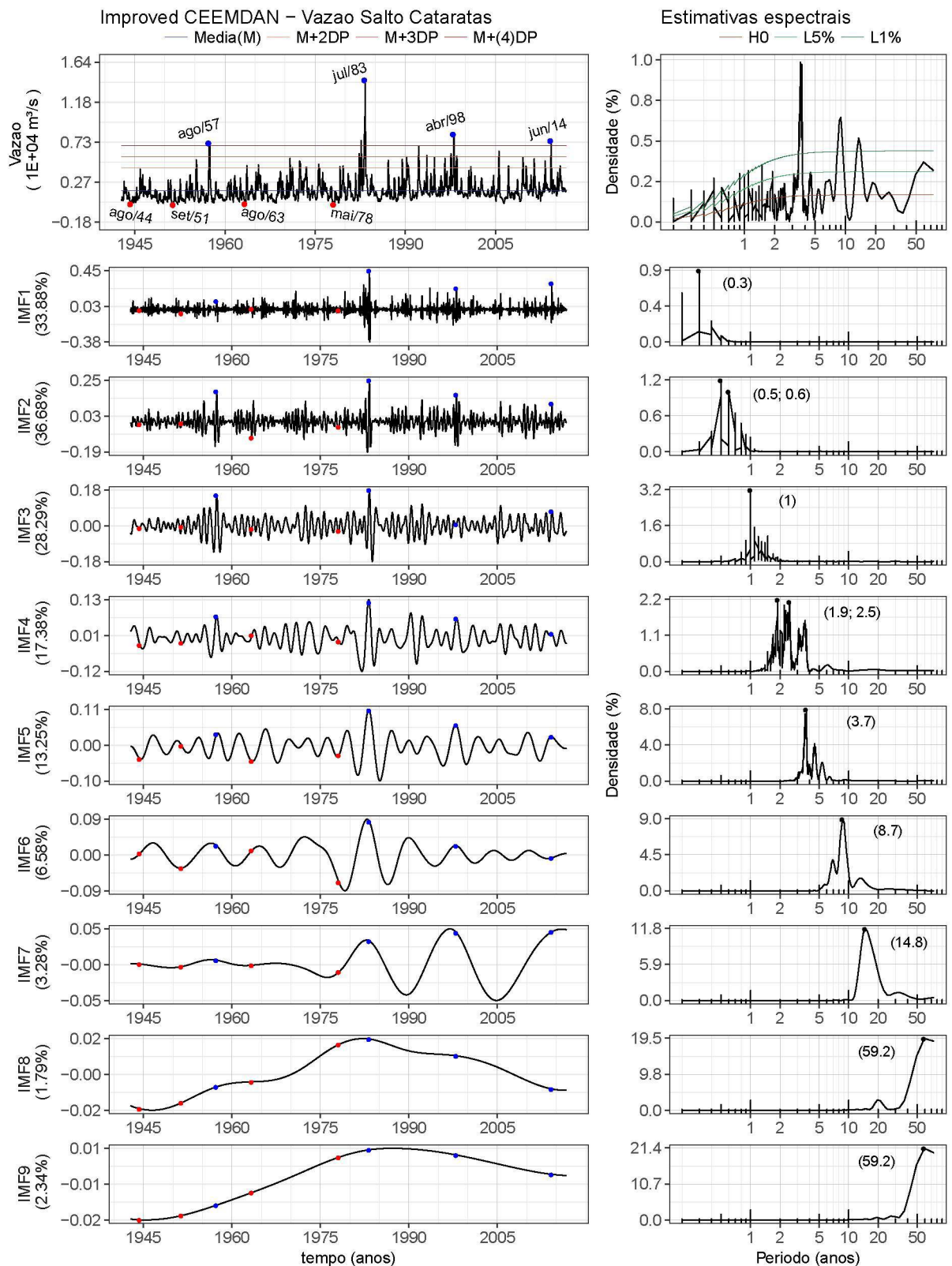


Figura 52 – Bacia do Iguaçu - Vazão: Série total (painel superior esquerdo), séries de IMFs (painéis inferiores à esquerda), DEP da série total sem ciclo anual (painel superior direito), DEPs das IMFs (painéis inferiores à direita). A variância explicada por cada IMF é informada entre parênteses junto ao seu nome; as IMFs possuem a mesma unidade da série total. Na DEP da série são mostrados os limites de confiança unilaterais para $\alpha = 5\%$ e $\alpha = 1\%$. Nas DEPs das IMFs são informados entre parênteses os períodos de maior destaque (em anos). Nos painéis esquerdos, os pontos azuis (ou vermelhos) são extremos máximos (ou mínimos) selecionados para discussão das contribuições (item 5.4), as datas de referência são informadas no painel da série total.

Tabela 12 – Bacia do Iguaçu - Correlações entre Vazão e Índices, e suas IMFs.

	Vazao Salto Cataratas	IMF.1 (0.3)	IMF.2 (0.5; 0.6)	IMF.3 (1)	IMF.4 (1.9; 2.5)	IMF.5 (3.7)	IMF.6 (8.7)	IMF.7 (14.8)	IMF.8 e 9 (59.2)
NINO3.4	0.18(0.00)				0.16(0.11)	0.34(0.01)			0.12(0.05)
IMF.1 (0.2)									
IMF.2 (0.6)									
IMF.3 (1.5)					0.12(0.11)				
IMF.4 (2.9)	0.11(0.06)				0.19(0.19)	0.23(0.02)			
IMF.5 (5.6; 5.1)	0.11(0.09)				0.12(0.15)	0.44(0.01)			
IMF.6 (9; 6.4)	0.15(0.02)					0.28(0.01)			
IMF.7 (13.2)									
IMF.8 (28.2)	0.11(0.05)							0.39(0.06)	
IMF.9 (59.2)									
IMF.10 (118.4)	0.20(0.03)								
NAOPC									
IMF.1 (0.2; 0.3)									
IMF.2 (0.6)			0.12(0.06)						
IMF.3 (1)				-0.13(0.15)					
IMF.4 (2.7)									
IMF.5 (5)									
IMF.6 (8.7)	0.16(0.06)						0.63(0.02)		
IMF.7 (13.5)								-0.54(0.14)	
IMF.8 (39.3)									
IMF.9 (94.4)									
PDO	0.16(0.00)					0.20(0.01)			0.35(0.13)
IMF.1 (0.3)									
IMF.2 (0.5)									
IMF.3 (1)									
IMF.4 (2.2)						0.19(0.00)			
IMF.5 (5.7)	0.14(0.02)				0.11(0.11)	0.47(0.00)			
IMF.6 (9)									
IMF.7 (19.6)									
IMF.8 (46.9)									
IMF.9 (93.9)									
IPO	0.21(0.00)				0.14(0.12)	0.36(0.00)		0.14(0.15)	0.23(0.09)
IMF.1 (0.3; 0.2)									
IMF.2 (0.8; 0.5)									
IMF.3 (1.5)									
IMF.4 (2.9)	0.12(0.03)				0.20(0.15)	0.29(0.01)			
IMF.5 (5.7)	0.13(0.03)				0.13(0.09)	0.49(0.00)			
IMF.6 (9)						0.15(0.08)			
IMF.7 (13.4)									
IMF.8 (28)								0.28(0.10)	
IMF.9 (58.8)									
AMO									
IMF.1 (0.2; 0.4)									
IMF.2 (0.6)									
IMF.3 (1)				0.16(0.16)					
IMF.4 (2.7; 2.3)									
IMF.5 (3.5; 3.8)									
IMF.6 (9.1)									
IMF.7 (21.5; 17)							-0.12(0.17)		
IMF.8 (64.6)									
IMF.9 (71.7)									-0.89(0.20)

No corpo da tabela: correlações e significância em parênteses. São feitos destaques para o NS 5% (cinza médio), NS 10% (cinza claro), e para casos em que não foi possível acessar a significância ("NA", cinza escuro). Para facilitar a leitura, foram omitidas correlações de valor absoluto ≤ 0.10 e correlações com $NS > 0.20$. Os períodos de cada IMF são informados em anos em parênteses.

Tabela 13 – Bacia do Iguaçu - Correlações entre Vazão e Modos de TSM, e suas IMFs.

	Vazao Salto Cataratas	IMF.1 (0.3)	IMF.2 (0.5; 0.6)	IMF.3 (1)	IMF.4 (1.9; 2.5)	IMF.5 (3.7)	IMF.6 (8.7)	IMF.7 (14.8)	IMF.8 e 9 (59.2)
ModoR2 NINO	0.26(0.00)				0.16(0.13)	0.44(0.00)			
IMF.1 (0.2)									
IMF.2 (0.7; 0.6)									
IMF.3 (1.5)									
IMF.4 (3.6)	0.15(0.03)				0.21(0.14)	0.41(0.00)			
IMF.5 (5.2; 5.6)	0.13(0.07)				0.14(0.10)	0.49(0.01)			
IMF.6 (6.5)	0.18(0.00)					0.25(0.00)	0.45(0.02)		
IMF.7 (13.3)	0.13(0.05)							0.79(0.02)	
IMF.8 (29.3)								0.27(0.18)	
IMF.9 (88)									
ModoR3 ATS						0.16(0.04)			-0.22(0.11)
IMF.1 (0.3)									
IMF.2 (0.6)									
IMF.3 (1.5)									
IMF.4 (2.3)									
IMF.5 (3.6; 4.9)						0.30(0.08)			
IMF.6 e 7 (12.2)									
IMF.8 e 9 (44)									
ModoR4 AMO									
IMF.1 (0.2)									
IMF.2 (0.5; 0.8)									
IMF.3 (1)				0.14(0.15)					
IMF.4 (2.9; 2.5)									
IMF.5 (4.3; 5.3)									
IMF.6 (9)									
IMF.7 (23.2)									
IMF.8 (33.8)								-0.24(0.20)	
IMF.9 (88)	-0.23(0.04)								-0.98(NA)
ModoR5 IPO(N)						0.12(0.20)	0.25(0.06)		
IMF.1 (0.2)									
IMF.2 (0.6; 0.7)									
IMF.3 (1.5; 1.2)									
IMF.4 (2)									
IMF.5 (4.7; 3.9)							0.15(0.13)		
IMF.6 (9.2)	0.13(0.08)						0.48(0.06)		
IMF.7 (23.2)									
IMF.8 (48.9)									
IMF.9 (55)									
ModoR7 IPO(S)							0.17(0.02)		
IMF.1 (0.2; 0.3)									
IMF.2 (0.8; 0.5)									
IMF.3 (1)									
IMF.4 (2.3; 1.8)									
IMF.5 (4.2)									
IMF.6 (9)	0.13(0.10)						0.52(0.01)		
IMF.7 (14.7; 25.9)							0.23(0.02)		
IMF.8 (36.7)									-0.47(0.06)
IMF.9 (88)								-0.15(0.13)	

No corpo da tabela: correlações e significância em parênteses. São feitos destaques para o NS 5% (cinza médio), NS 10% (cinza claro), e para casos em que não foi possível acessar a significância ("NA", cinza escuro). Para facilitar a leitura, foram omitidas correlações de valor absoluto ≤ 0.10 e correlações com NS > 0.20. Os períodos de cada IMF são informados em anos em parênteses.

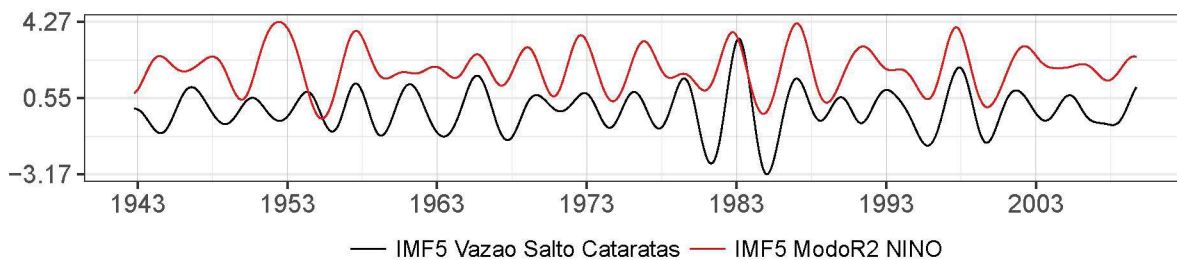


Figura 53 – Bacia do Iguaçu - Vazão: Comparação das IMFs 5 da vazão e do modo de TSM Niño, na escala temporal de 3-6 anos. Modos normalizados pelo próprio desvio padrão, com defasagens verticais de poucas unidades para evitar sua sobreposição.

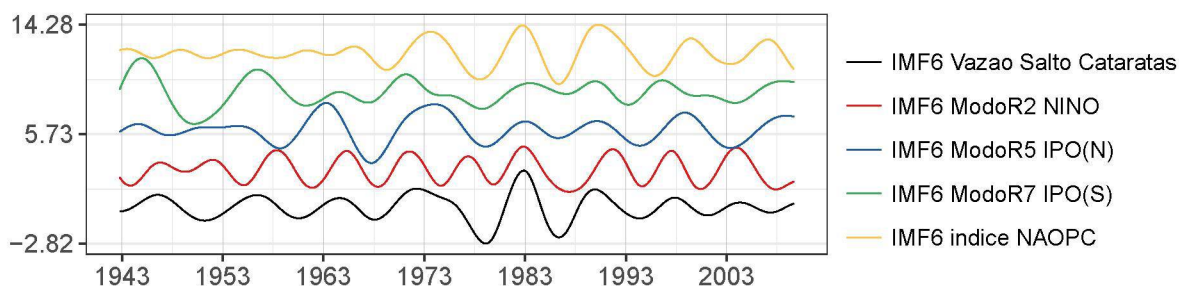


Figura 54 – Bacia do Iguaçu - Vazão: Comparação das IMFs 6 da vazão, dos modos de TSM Niño, IPO Norte e Sul e do índice NAO_{PC} , na escala temporal de 8-9 anos. Modos normalizados pelo próprio desvio padrão, com defasagens verticais de poucas unidades para evitar sua sobreposição.

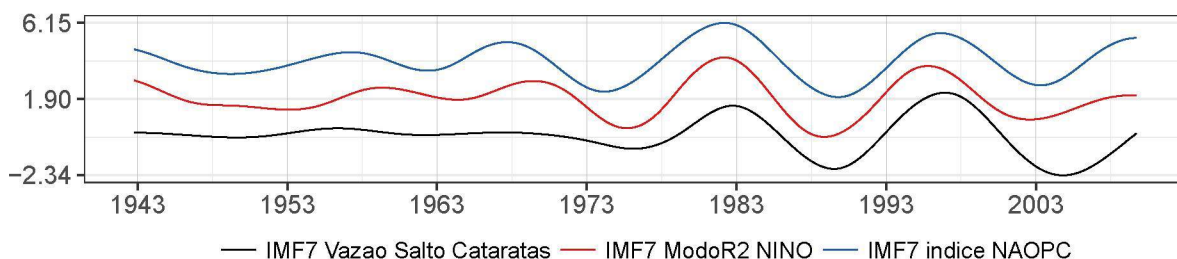


Figura 55 – Bacia do Iguaçu - Vazão: Comparação das IMFs 7 da vazão, do modo de TSM Niño e do índice NAO_{PC} , na escala temporal de 13-15 anos. Modos normalizados pelo próprio desvio padrão, com defasagens verticais de poucas unidades para evitar sua sobreposição. Um fator de (-1) foi aplicado a IMF7 do índice NAO_{PC} devido à correlação negativa.

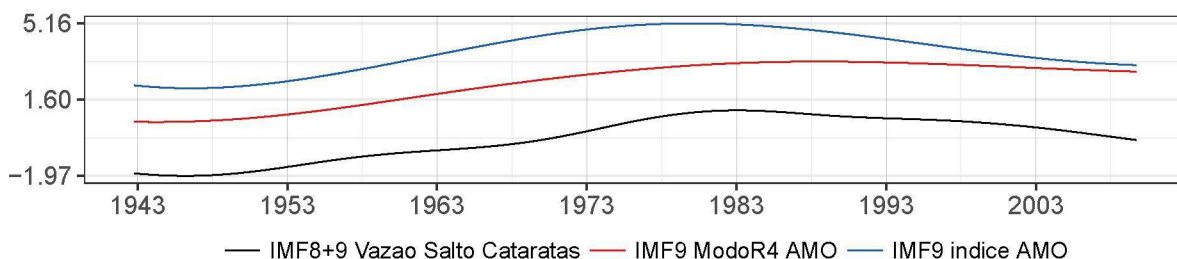


Figura 56 – Bacia do Iguaçu - Vazão: Comparação das IMFs 8+9 da vazão, com as IMFs 9 do modo de TSM AMO e do índice AMO, na escala temporal superior a 50 anos. Modos normalizados pelo próprio desvio padrão, com defasagens verticais de poucas unidades para evitar sua sobreposição. Um fator de (-1) foi aplicado às IMFs do modo de TSM AMO e do índice AMO devido à correlação negativa.

5.3.3 Bacia contribuinte à vazão em Posadas

(a) Precipitação

A Figura 57 apresenta a decomposição em modos empíricos da precipitação na bacia contribuinte à vazão em Posadas (Bacia de Posadas), e as respectivas DEPs. A Tabela 14 apresenta as correlações com índices climáticos e suas IMFs, e a Tabela 15 apresenta o mesmo para modos climáticos de TSM e suas IMFs.

A Bacia de Posadas, que compreende a Bacia do Paranaíba/Grande, mais ao norte, a Bacia do Iguaçu, mais ao sul, além de outras áreas com características climáticas semelhantes a estas duas bacias, têm precipitação média com DEP que também combina as características vistas nas DEPs destas duas bacias, prevalecendo um pouco mais as características da Bacia do Iguaçu.

Enquanto a bacia mais ao norte continha forte ciclo anual e variabilidade associada a ENOs na escala bianual e na faixa 4-6 anos, a bacia mais ao sul tinha ciclo anual mais fraco, não apresentava oscilação bianual e sua variabilidade associada a ENSO estava na faixa 3-4 anos (Figuras 40 e 48, respectivamente).

Na bacia contribuinte à vazão em Posadas, ou Bacia de Posadas, há forte ciclo anual, variabilidade bianual um pouco mais fraca que no norte, e há variabilidade associada a ENSO em toda a faixa 3-6 anos, embora mais forte na faixa 3-4 anos. A variabilidade com pico em 8-9 anos, presente ao norte e ao sul, é também muito forte. As escalas de 12-13 anos e 18-19 anos, presentes na Bacia do Iguaçu, e não significativas na Bacia do Paranaíba-Grande, também não são significativas na Bacia de Posadas. Há um pico interdecadal de 40-50 anos com $NS=5\%$, também intermediário entre aqueles de 30-40 anos da Bacia do Iguaçu e de 50-60 anos da Bacia do Paranaíba/Grande.

As correlações da precipitação com índices climáticos e modos climáticos também são coerentes com as observadas nas bacias anteriores, exceto pelo fato de que, para Posadas, o componente bianual da precipitação apresenta correlação com o modo de TSM Niño, além das relações vistas na precipitação de Paranaíba-Grande com os índices Niño3.4, IPO e modo de TSM ATS. Apesar da correlação forte relativamente às demais e significativa com o modo de TSM ATS, não há correlação com nenhum outro índice ou modo de variabilidade no Atlântico, como o índice NAO_{PC} .

Na escala de 3-6 anos, a IMF5 da precipitação e as IMFs 4 e 5 do modo de TSM Niño tem forte correlação ($NS=1\%$, Figura 58), além de correlações fortes com os índices Niño3.4 e IPO, e com o modo de TSM ATS, e correlações menores com o índice PDO e com o modo de TSM IPO Norte. Estas duas últimas, novamente, devido à parcial similaridade com o padrão ENSO. Parte destas relações estavam apenas em uma ou outra bacia, e em Posadas, estão todas presentes.

Na escala decadal de 8-9 anos, as correlações da IMF 6 da precipitação de Posadas também mostram uma combinação do que é visto nas bacias anteriores: forte correlação com modos e índices associados à ENSO, em especial o modo de TSM Niño ($NS=1\%$, Figura 59). A correlação com o índice NAO_{PC} se mantém forte, mas marginalmente significativa.

Na escala interdecadal de 18-20 anos (IMF7 da precipitação), há forte relação com o modo de TSM Niño e o índice NAO_{PC} , este último com menor NS (Figura 60). Nas escalas interdecadais mais longas (acima de 40 anos), aparecem correlações marginalmente significativas, com componentes de mais longa escala de tempo dos índices Niño 3.4, PDO, AMO e os modos de TSM AMO e IPO Sul. Como mencionado, a extensão temporal da série dificulta a separação de influências nestas escalas de tempo (Figura 61).

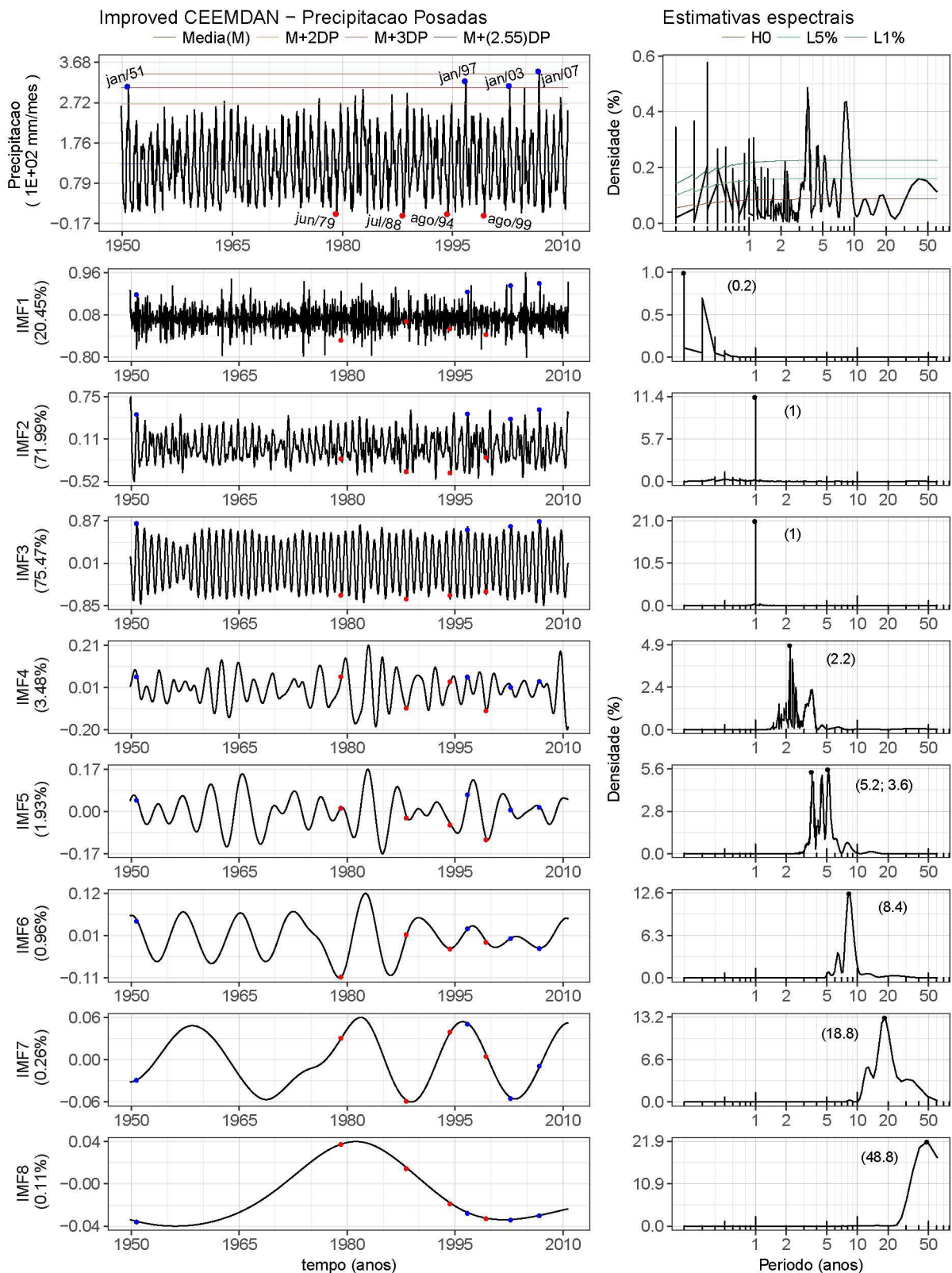


Figura 57 – Bacia de Posadas - Precipitação: Série total (painel superior esquerdo), séries de IMFs (painéis inferiores à esquerda), DEP da série total sem ciclo anual (painel superior direito), DEPs das IMFs (painéis inferiores à direita). A variância explicada por cada IMF é informada entre parênteses junto ao seu nome; as IMFs possuem a mesma unidade da série total. Na DEP da série são mostrados os limites de confiança unilaterais para $\alpha = 5\%$ e $\alpha = 1\%$. Nas DEPs das IMFs são informados entre parênteses os períodos de maior destaque (em anos). Nos painéis esquerdos, os pontos azuis (ou vermelhos) são extremos máximos (ou mínimos) selecionados para discussão das contribuições (item 5.4), as datas de referência são informadas no painel da série total.

Tabela 14 – Bacia de Posadas - Correlações entre Precipitação e Índices, e suas IMFs.

	Precip. Posadas	IMF.1 (0.2)	IMF.2 e 3 (1)	IMF.4 (2.2)	IMF.5 (5.2; 3.6)	IMF.6 (8.4)	IMF.7 (18.8)	IMF.8 (48.8)
NINO3.4	0.14(0.00)			0.21(0.05)	0.37(0.01)			
IMF.1 (0.2)								
IMF.2 (0.6)								
IMF.3 (1.5)								
IMF.4 (2.9)				0.25(0.09)	0.24(0.01)			
IMF.5 (5.6; 5.1)	0.12(0.03)			0.18(0.04)	0.53(0.02)			
IMF.6 (9; 6.4)	0.11(0.02)				0.34(0.03)	0.35(0.11)		
IMF.7 (13.2)								
IMF.8 (28.2)								
IMF.9 (59.2)								0.90(0.08)
IMF.10 (118.4)	0.11(0.08)							
NAOPC								
IMF.1 (0.2; 0.3)								
IMF.2 (0.6)								
IMF.3 (1)								
IMF.4 (2.7)								
IMF.5 (5)								
IMF.6 (8.7)						0.58(0.14)		
IMF.7 (13.5)							-0.66(0.03)	
IMF.8 (39.3)								
IMF.9 (94.4)								
PDO	0.11(0.00)				0.13(0.17)			
IMF.1 (0.3)								
IMF.2 (0.5)								
IMF.3 (1)								
IMF.4 (2.2)					0.14(0.01)			
IMF.5 (5.7)					0.38(0.07)			
IMF.6 (9)								
IMF.7 (19.6)							0.50(0.17)	
IMF.8 (46.9)								0.92(0.07)
IMF.9 (93.9)								
IPO	0.17(0.00)			0.20(0.03)	0.36(0.02)			
IMF.1 (0.3; 0.2)								
IMF.2 (0.8; 0.5)								
IMF.3 (1.5)			0.14(0.02)	0.11(0.11)				
IMF.4 (2.9)	0.12(0.00)			0.27(0.05)	0.29(0.00)			
IMF.5 (5.7)	0.12(0.03)			0.16(0.05)	0.51(0.02)			
IMF.6 (9)					0.16(0.15)			
IMF.7 (13.4)								
IMF.8 (28)								
IMF.9 (58.8)	0.11(0.20)							
AMO								
IMF.1 (0.2; 0.4)								
IMF.2 (0.6)			-0.16(0.07)					
IMF.3 (1)			-0.31(0.09)					
IMF.4 (2.7; 2.3)								
IMF.5 (3.5; 3.8)								
IMF.6 (9.1)								
IMF.7 (21.5; 17)						-0.16(0.07)		
IMF.8 (64.6)								
IMF.9 (71.7)								-0.89(0.11)

No corpo da tabela: correlações e significância em parênteses. São feitos destaques para o NS 5% (cinza médio), NS 10% (cinza claro), e para casos em que não foi possível acessar a significância ("NA", cinza escuro). Para facilitar a leitura, foram omitidas correlações de valor absoluto ≤ 0.10 e correlações com NS > 0.20 . Os períodos de cada IMF são informados em anos em parênteses.

Tabela 15 – Bacia de Posadas - Correlações entre Precipitação e Modos de TSM, e suas IMFs.

	Precip. Posadas	IMF.1 (0.2)	IMF.2 e 3 (1)	IMF.4 (2.2)	IMF.5 (5.2; 3.6)	IMF.6 (8.4)	IMF.7 (18.8)	IMF.8 (48.8)
ModoR2 NINO	0.21(0.00)			0.22(0.04)	0.45(0.00)	0.16(0.07)		
IMF.1 (0.2)								
IMF.2 (0.7; 0.6)								
IMF.3 (1.5)								
IMF.4 (3.6)	0.14(0.00)			0.29(0.03)	0.36(0.00)			
IMF.5 (5.2; 5.6)	0.13(0.01)			0.17(0.09)	0.53(0.01)			
IMF.6 (6.5)	0.12(0.01)				0.33(0.00)	0.52(0.02)		
IMF.7 (13.3)							0.65(0.03)	
IMF.8 (29.3)								
IMF.9 (88)								
ModoR3 ATS				0.23(0.01)	0.22(0.02)			
IMF.1 (0.3)								
IMF.2 (0.6)								
IMF.3 (1.5)								
IMF.4 (2.3)	0.11(0.01)			0.45(0.00)	0.12(0.01)			
IMF.5 (3.6; 4.9)				0.11(0.18)	0.45(0.03)			
IMF.6 e 7 (12.2)								
IMF.8 e 9 (44)							0.45(0.18)	
ModoR4 AMO								
IMF.1 (0.2)								
IMF.2 (0.5; 0.8)								
IMF.3 (1)								
IMF.4 (2.9; 2.5)								
IMF.5 (4.3; 5.3)								
IMF.6 (9)								
IMF.7 (23.2)								
IMF.8 (33.8)								-0.72(0.13)
IMF.9 (88)	-0.12(0.03)							
ModoR5 IPO(N)					0.21(0.05)			
IMF.1 (0.2)								
IMF.2 (0.6; 0.7)								
IMF.3 (1.5; 1.2)								
IMF.4 (2)								
IMF.5 (4.7; 3.9)					0.36(0.11)			
IMF.6 (9.2)					0.12(0.08)			
IMF.7 (23.2)								
IMF.8 (48.9)								
IMF.9 (55)								
ModoR7 IPO(S)						0.16(0.09)		
IMF.1 (0.2; 0.3)								
IMF.2 (0.8; 0.5)								
IMF.3 (1)								
IMF.4 (2.3; 1.8)								
IMF.5 (4.2)						0.16(0.12)		
IMF.6 (9)	0.11(0.07)					0.40(0.17)		
IMF.7 (14.7; 25.9)						0.12(0.08)	-0.52(0.14)	
IMF.8 (36.7)								-0.50(0.09)
IMF.9 (88)								

No corpo da tabela: correlações e significância em parênteses. São feitos destaques para o NS 5% (cinza médio), NS 10% (cinza claro), e para casos em que não foi possível acessar a significância ("NA", cinza escuro). Para facilitar a leitura, foram omitidas correlações de valor absoluto ≤ 0.10 e correlações com NS > 0,20. Os períodos de cada IMF são informados em anos em parênteses.

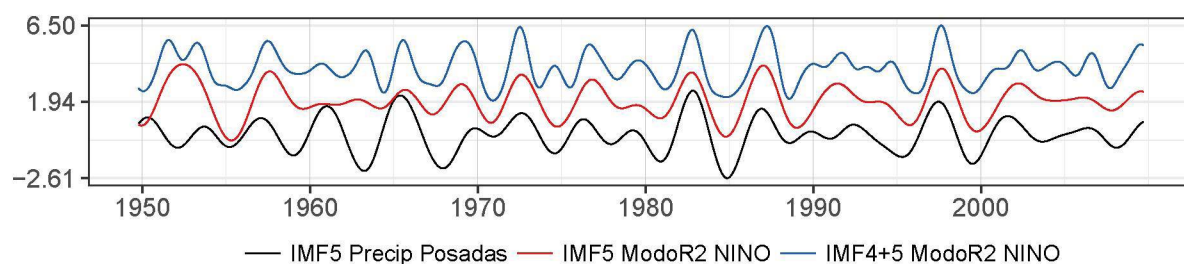


Figura 58 – Bacia de Posadas - Precipitação: Comparação da IMF5 da precipitação, com as IMFs 5 e 4+5 do modo de TSM Niño, na escala temporal de 3-6 anos. Modos normalizados pelo próprio desvio padrão, com defasagens verticais de poucas unidades para evitar sua sobreposição.

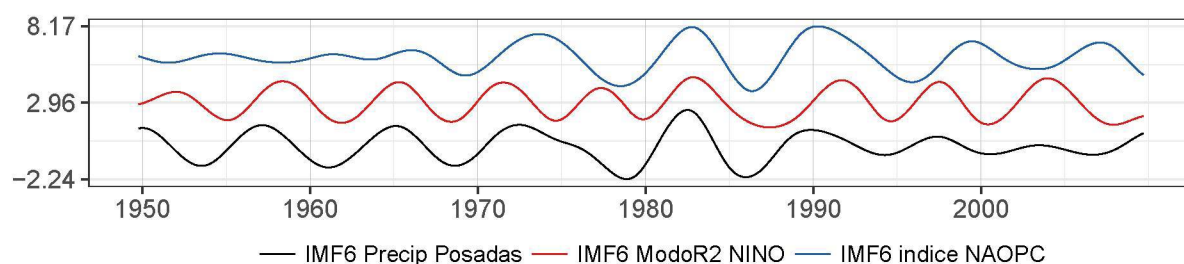


Figura 59 – Bacia de Posadas - Precipitação: Comparação da IMFs 6 da precipitação, do modo de TSM Niño, e do índice NAO_{PC} , na escala temporal de 8-9 anos. Modos normalizados pelo próprio desvio padrão, com defasagens verticais de poucas unidades para evitar sua sobreposição.

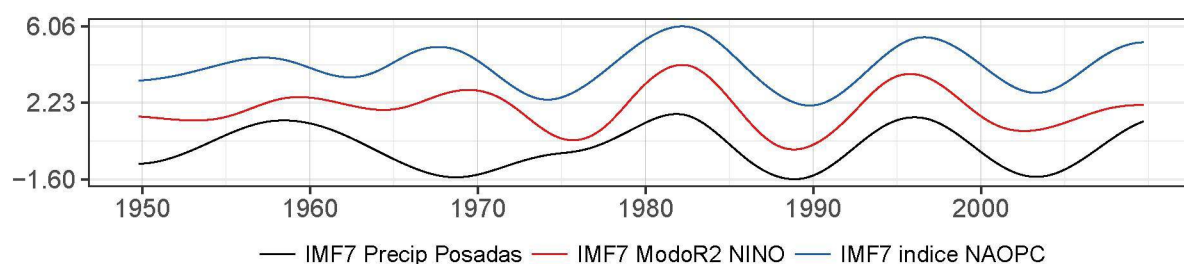


Figura 60 – Bacia de Posadas - Precipitação: Comparação da IMFs 7 da precipitação, do modo de TSM Niño, e do índice NAO_{PC} , na escala temporal de 12-20 anos. Modos normalizados pelo próprio desvio padrão, com defasagens verticais de poucas unidades para evitar sua sobreposição.

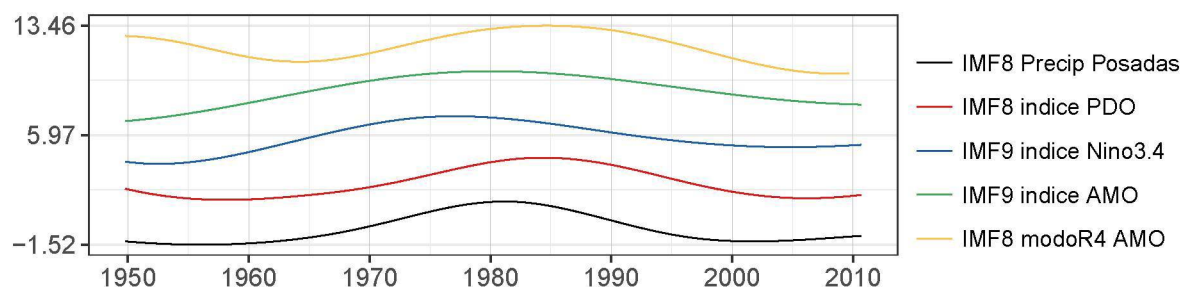


Figura 61 – Bacia de Posadas - Precipitação: Comparação da IMFs 8 da precipitação com o índice PDO e do modo de TSM AMO, e com as IMFs 9 do índice Niño3.4 e do índice AMO. Modos normalizados pelo próprio desvio padrão, com defasagens verticais de poucas unidades para evitar sua sobreposição. Um fator de (-1) foi aplicado às IMFs do modo de TSM e do índice que representam a AMO, devido às correlações negativas.

(b) Vazão

A Figura 62 apresenta a decomposição em modos empíricos da vazão na Bacia de Posadas, e as respectivas DEPs. A Tabela 16 apresenta as correlações com índices climáticos e suas IMFs, e a Tabela 17 apresenta o mesmo para modos climáticos de TSM e suas IMFs.

Os principais aspectos comuns entre as DEPs de precipitação e vazão em Posadas são os picos de 3-4 e 8-9 anos, que ficam mais pronunciados em relação aos demais na vazão, assim como ocorre na vazão de Salto Cataratas. As principais diferenças consistem na presença de dois picos interdecadais de 25-30 anos ($NS < 5\%$) e de mais de 50 anos ($NS < 1\%$), ao invés de apenas um pico interdecadal entre 40-50 anos, como se vê na precipitação. Assim como na precipitação, há as escalas de 5-6 anos e bianual.

O componente bianual está relacionado a ENSO, sendo a maior correlação com o modo de TSM Niño (Figura 63). Há também correlações com os índices Niño3.4 e os índices IPO e PDO, com padrões parcialmente semelhantes a El Niño. A influência de ENSO e IPO na escala de 3-6 anos também é evidenciada por correlações com estes índices e com o modo de TSM Niño (Figura 64).

Na escala decadal de 8-9 anos novamente aparece a relação com a ENSO, nas fortes correlações com o modo de TSM Niño e índice Niño3.4. Diferentemente da precipitação em Posadas, a correlação com o índice NAO_{PC} é significativa com $NS < 1\%$, (Figura 65).

Embora a variabilidade da vazão na faixa interdecadal de 18-19 anos não tenha muita significância na DEP, ela aparece na IMF7. Vale comentar que tem significativa correlação com a IMF7 do modo de TSM Niño e marginalmente significativa com a IMF7 do índice IPO, porém as IMFs 7 deste modo e deste índice possuem maiores densidades em uma escala temporal menor, havendo alguma energia em períodos próximos à escala de 18-19 anos.

Em escalas interdecadais mais longas (acima de 50 anos), mais uma vez, há diferentes possíveis origens de variabilidade (NAO_{PC} , PDO, IPO e do modo AMO). A IMF9 do índice IPO é a que mais se assemelha à IMF8 da vazão (Figura 66).

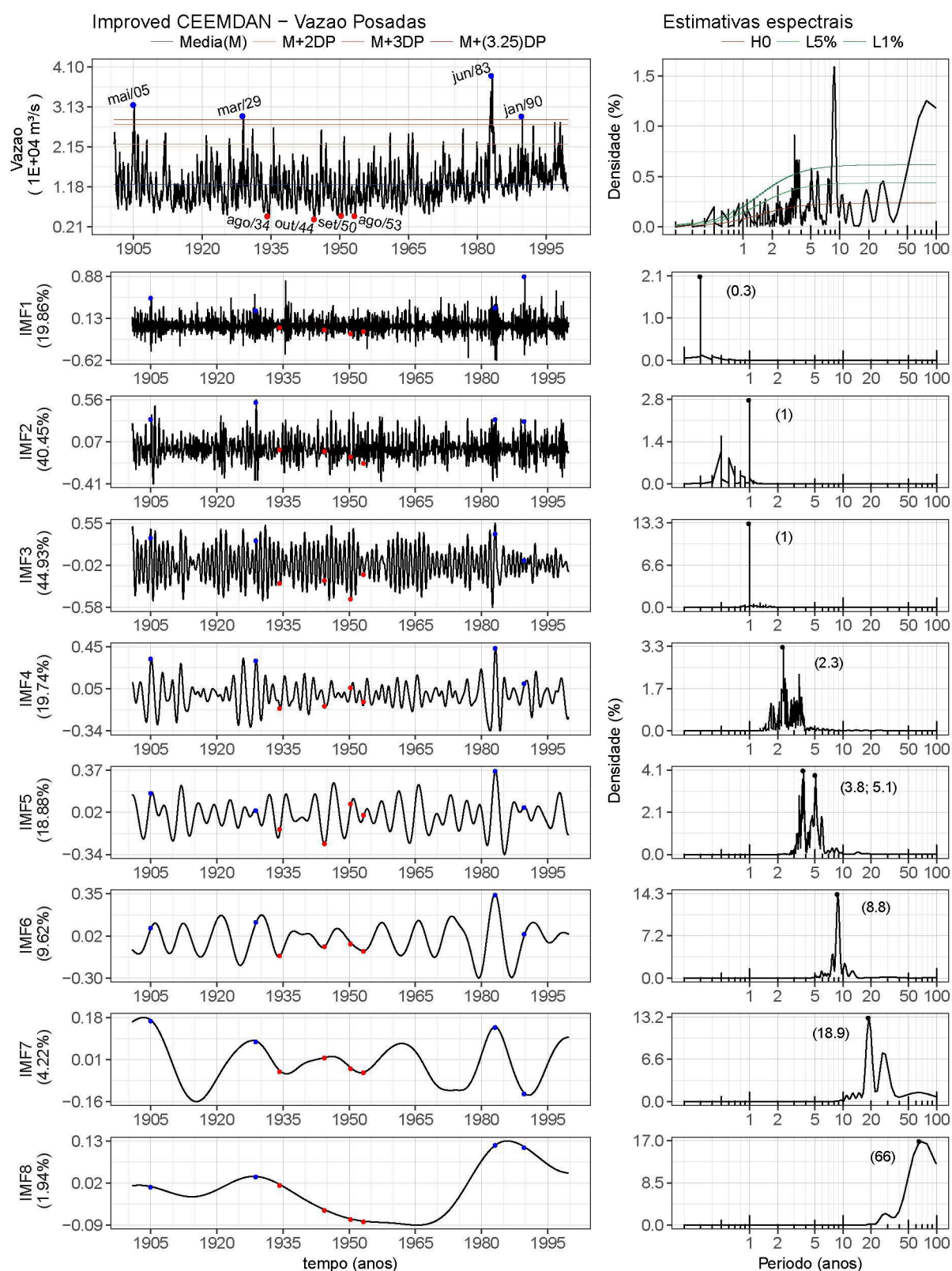


Figura 62 – Bacia de Posadas - Vazão: Série total (painel superior esquerdo), séries de IMFs (painéis inferiores à esquerda), DEP da série total sem ciclo anual (painel superior direito), DEPs das IMFs (painéis inferiores à direita). A variância explicada por cada IMF é informada entre parênteses junto ao seu nome; as IMFs possuem a mesma unidade da série total. Na DEP da série são mostrados os limites de confiança unilaterais para $\alpha = 5\%$ e $\alpha = 1\%$. Nas DEPs das IMFs são informados entre parênteses os períodos de maior destaque (em anos). Nos painéis esquerdos, os pontos azuis (ou vermelhos) são extremos máximos (ou mínimos) selecionados para discussão das contribuições (item 5.4), as datas de referência são informadas no painel da série total.

Tabela 16 – Bacia de Posadas - Correlações entre Vazão e Índices, e suas IMFs.

	Vazao Posadas	IMF.1 (0.3)	IMF.2 e 3 (1)	IMF.4 (2.3)	IMF.5 (3.8; 5.1)	IMF.6 (8.8)	IMF.7 (18.9)	IMF.8 (66)
NINO3.4	0.26(0.00)			0.29(0.00)	0.28(0.02)			0.12(0.05)
IMF.1 (0.2)								
IMF.2 (0.6)								
IMF.3 (1.5)				0.12(0.02)				
IMF.4 (2.9)	0.16(0.00)			0.41(0.00)	0.18(0.03)			
IMF.5 (5.6; 5.1)	0.14(0.06)			0.19(0.01)	0.34(0.05)			
IMF.6 (9; 6.4)	0.20(0.01)				0.21(0.01)	0.43(0.05)		
IMF.7 (13.2)								
IMF.8 (28.2)	0.19(0.04)						0.46(0.12)	0.36(0.12)
IMF.9 (59.2)								
IMF.10 (118.4)	0.35(0.00)							0.74(0.08)
NAOPC						0.11(0.01)		0.12(0.02)
IMF.1 (0.2; 0.3)								
IMF.2 (0.6)								
IMF.3 (1)								
IMF.4 (2.7)								
IMF.5 (5)								
IMF.6 (8.7)	0.23(0.00)				0.16(0.04)	0.71(0.00)		
IMF.7 (13.5)								
IMF.8 (39.3)	0.22(0.12)							0.71(0.03)
IMF.9 (94.4)								
PDO	0.23(0.00)			0.14(0.00)	0.16(0.02)			0.40(0.03)
IMF.1 (0.3)								
IMF.2 (0.5)								
IMF.3 (1)								
IMF.4 (2.2)	0.13(0.00)			0.25(0.02)	0.15(0.00)			
IMF.5 (5.7)	0.14(0.04)			0.17(0.00)	0.35(0.02)			
IMF.6 (9)								
IMF.7 (19.6)								
IMF.8 (46.9)	0.20(0.13)							0.69(0.05)
IMF.9 (93.9)								
IPO	0.31(0.00)			0.27(0.00)	0.31(0.01)		0.19(0.02)	0.26(0.05)
IMF.1 (0.3; 0.2)								
IMF.2 (0.8; 0.5)			0.14(0.02)					
IMF.3 (1.5)			0.25(0.01)	0.12(0.01)				
IMF.4 (2.9)	0.19(0.00)			0.44(0.00)	0.24(0.01)			
IMF.5 (5.7)	0.17(0.02)			0.19(0.00)	0.39(0.02)			
IMF.6 (9)	0.19(0.03)				0.16(0.04)			
IMF.7 (13.4)							0.44(0.10)	
IMF.8 (28)	0.23(0.01)						0.54(0.06)	0.52(0.04)
IMF.9 (58.8)								0.85(0.05)
AMO							0.19(0.11)	
IMF.1 (0.2; 0.4)								
IMF.2 (0.6)								
IMF.3 (1)								
IMF.4 (2.7; 2.3)								
IMF.5 (3.5; 3.8)								
IMF.6 (9.1)								
IMF.7 (21.5; 17)						-0.13(0.03)		
IMF.8 (64.6)							0.27(0.05)	
IMF.9 (71.7)								

No corpo da tabela: correlações e significância em parênteses. São feitos destaques para o NS 5% (cinza médio), NS 10% (cinza claro), e para casos em que não foi possível acessar a significância ("NA", cinza escuro). Para facilitar a leitura, foram omitidas correlações de valor absoluto ≤ 0.10 e correlações com NS > 0.20. Os períodos de cada IMF são informados em anos em parênteses.

Tabela 17 – Bacia de Posadas - Correlações entre Vazão e Modos de TSM, e suas IMFs.

	Vazao Posadas	IMF.1 (0.3)	IMF.2 e 3 (1)	IMF.4 (2.3)	IMF.5 (3.8; 5.1)	IMF.6 (8.8)	IMF.7 (18.9)	IMF.8 (66)
ModoR2 NINO	0.34(0.00)			0.30(0.00)	0.33(0.01)	0.18(0.01)	0.12(0.06)	0.20(0.05)
IMF.1 (0.2)								
IMF.2 (0.7; 0.6)								
IMF.3 (1.5)				0.13(0.01)				
IMF.4 (3.6)	0.20(0.00)			0.45(0.00)	0.27(0.01)			
IMF.5 (5.2; 5.6)	0.17(0.02)			0.19(0.01)	0.38(0.03)			
IMF.6 (6.5)	0.24(0.00)				0.21(0.01)	0.54(0.01)	0.16(0.04)	
IMF.7 (13.3)							0.40(0.05)	
IMF.8 (29.3)	0.21(0.01)						0.43(0.11)	0.44(0.07)
IMF.9 (88)								
ModoR3 ATS					0.16(0.03)			
IMF.1 (0.3)								
IMF.2 (0.6)								
IMF.3 (1.5)								
IMF.4 (2.3)					0.12(0.03)			
IMF.5 (3.6; 4.9)					0.28(0.10)			
IMF.6 e 7 (12.2)								
IMF.8 e 9 (44)							0.32(0.17)	
ModoR4 AMO								
IMF.1 (0.2)								
IMF.2 (0.5; 0.8)								
IMF.3 (1)			0.11(0.12)					
IMF.4 (2.9; 2.5)								
IMF.5 (4.3; 5.3)								
IMF.6 (9)						-0.52(0.09)		
IMF.7 (23.2)								
IMF.8 (33.8)							0.28(0.20)	-0.56(0.05)
IMF.9 (88)								
ModoR5 IPO(N)								
IMF.1 (0.2)								
IMF.2 (0.6; 0.7)								
IMF.3 (1.5; 1.2)			-0.11(0.06)					
IMF.4 (2)								
IMF.5 (4.7; 3.9)								
IMF.6 (9.2)								
IMF.7 (23.2)	-0.11(0.14)							-0.18(0.20)
IMF.8 (48.9)							-0.34(0.13)	
IMF.9 (55)	-0.22(0.17)							
ModoR7 IPO(S)								0.14(0.15)
IMF.1 (0.2; 0.3)								
IMF.2 (0.8; 0.5)								
IMF.3 (1)								
IMF.4 (2.3; 1.8)								
IMF.5 (4.2)								
IMF.6 (9)								
IMF.7 (14.7; 25.9)								
IMF.8 (36.7)							-0.43(0.14)	
IMF.9 (88)								

No corpo da tabela: correlações e significância em parênteses. São feitos destaques para o NS 5% (cinza médio), NS 10% (cinza claro), e para casos em que não foi possível acessar a significância ("NA", cinza escuro). Para facilitar a leitura, foram omitidas correlações de valor absoluto ≤ 0.10 e correlações com NS > 0,20. Os períodos de cada IMF são informados em anos em parênteses.

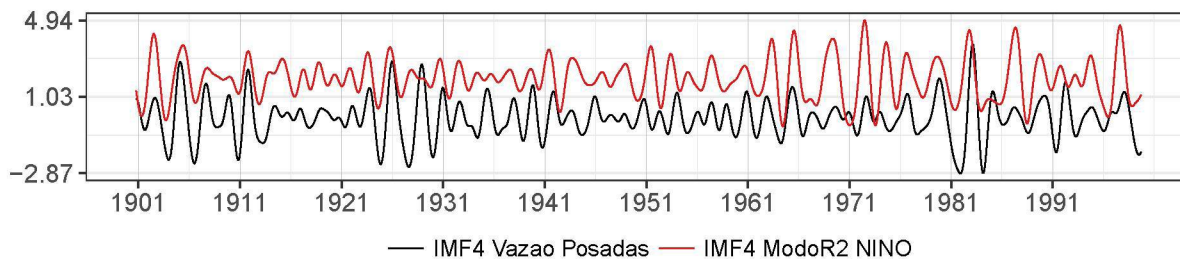


Figura 63 – Bacia de Posadas - Vazão: Comparação da IMFs 4 da vazão e do modo de TSM Niño, na escala QB. Modos normalizados pelo próprio desvio padrão, com defasagens verticais de poucas unidades para evitar sua sobreposição.

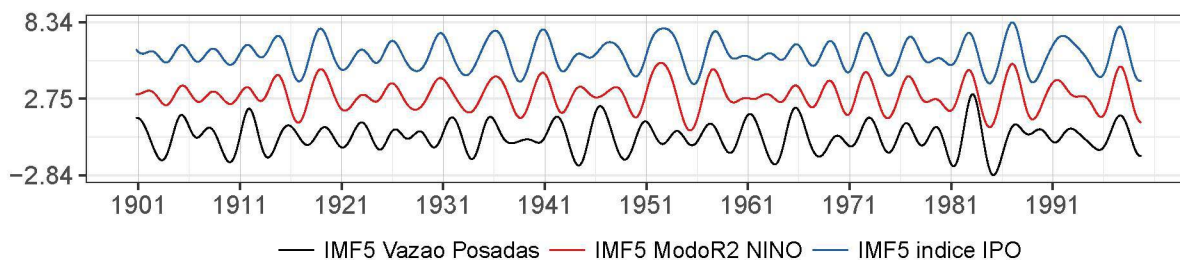


Figura 64 – Bacia de Posadas - Vazão: Comparação da IMFs 5 da vazão, do modo de TSM Niño e do índice IPO, na escala de 3-6 anos. Modos normalizados pelo próprio desvio padrão, com defasagens verticais de poucas unidades para evitar sua sobreposição.

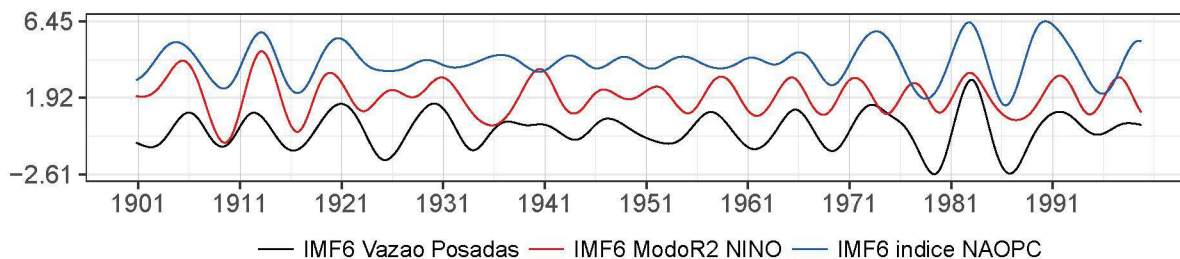


Figura 65 – Bacia de Posadas - Vazão: Comparação da IMFs 6 da vazão, do modo de TSM Niño e do índice NAO_{PC} , na escala de 8-9 anos. Modos normalizados pelo próprio desvio padrão, com defasagens verticais de poucas unidades para evitar sua sobreposição.

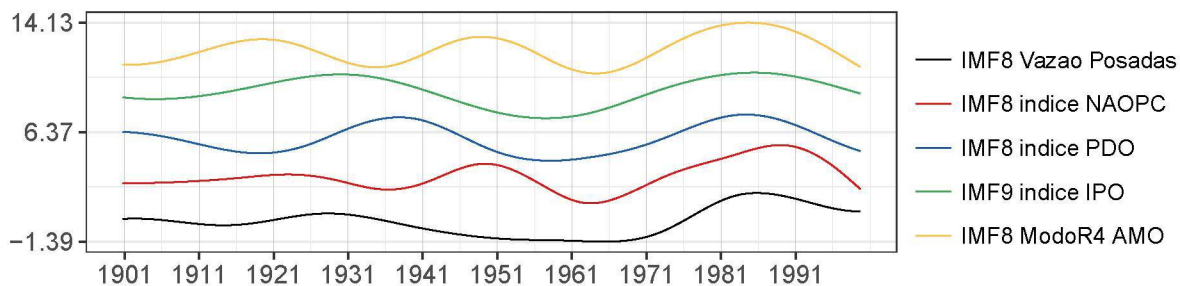


Figura 66 – Bacia de Posadas - Vazão: Comparação da IMFs 8 da vazão, dos índices NAO_{PC} e PDO, do modo de TSM AMO, e da IMF9 do índice IPO, na escala superior a 50 anos. Modos normalizados pelo próprio desvio padrão, com defasagens verticais de poucas unidades para evitar sua sobreposição. Um fator de (-1) foi aplicado à IMF8 do modo de TSM AMO, devido à correlação negativa.

5.3.4 Bacia do Paraguai

(a) Precipitação

A Figura 67 apresenta a decomposição em modos empíricos da precipitação na Bacia do Paraguai, e as respectivas DEPs. A Tabela 18 apresenta as correlações com índices climáticos e suas IMFs, e a Tabela 19 apresenta o mesmo para modos climáticos de TSM e suas IMFs.

A área contribuinte à vazão em Puerto Bermejo, que compreende a Bacia do Paraguai, ocupa extensão latitudinal comparável à área contribuinte à vazão em Posadas (Bacia de Posadas) (Figura 28, Tabela 1). Contudo, está situada a oeste desta, em região com características diferentes em relação à variabilidade climática da precipitação, embora haja forte ciclo anual em ambas as regiões.

As mais notáveis diferenças na DEP da precipitação do Paraguai em relação à Posadas (Figuras 67 e 57, respectivamente) é a menor significância da variabilidade na faixa de 3-6 anos, a de maior energia na oscilação ENSO, e o aumento das densidades nos períodos QB, e interdecadais (30-40 anos). Diferentemente de Posadas, e semelhante ao observado na Bacia do Paranaíba-Grande, a variabilidade QB é mais forte e está correlacionada com o modo de TSM ATS, não havendo correlações significativas com o modo e o índice associados à ENSO.

Baixa coerência espacial e baixa significância dos impactos da ENSO na parte norte desta bacia durante a estação chuvosa foi observada por Grimm (2003), Grimm (2004). Enquanto a parte norte desta bacia não tem impacto significativo de ENSO, a parte sul (sobre o Paraguai) tem impacto de ENSO, o que aparece na IMF5 da decomposição pelo ICEEMDAN com um período entre 4-6 anos. Esta IMF tem correlação significativa com o modo de TSM Niño e o índice Niño3.4 na mesma escala temporal (Figura 68). Como visto para ENSO, o fato desta bacia ser heterogênea em relação às oscilações climáticas influentes na precipitação torna esta análise menos assertiva.

A variabilidade decadal com período em torno de 8 anos, presente em todas as bacias, também parece mais conectada à ENSO (Figura 69), não mostrando correlação com o índice NAO_{PC} . Há também correlação significativa com a IMF6 do índice IPO.

Nas escalas interdecadais, o componente da precipitação na faixa de 30-40 anos parece estar mais significativamente relacionado com o modo de TSM AMO e o índice NAO, que possuem relação entre si. Há também correlações menores com o índice PDO, e IPO, esta última, marginalmente significativa. Grimm e Saboia (2015) também encontraram fortes correlações destes índices com o segundo modo de variabilidade interdecadal da precipitação de verão, com mais fortes componentes nesta bacia.

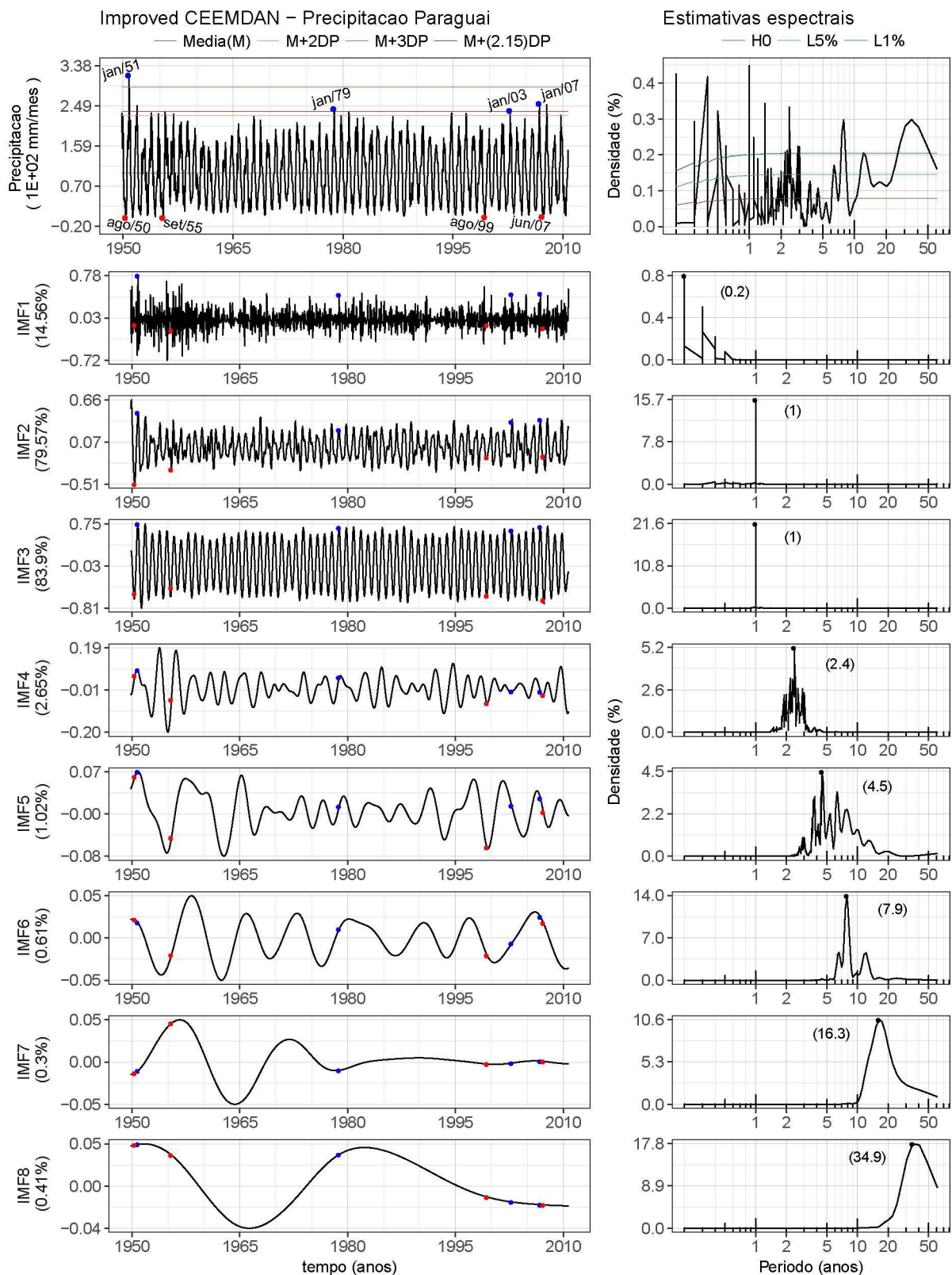


Figura 67 – Bacia do Paraguai - Precipitação: Série total (painel superior esquerdo), séries de IMFs (painéis inferiores à esquerda), DEP da série total sem ciclo anual (painel superior direito), DEPs das IMFs (painéis inferiores à direita). A variância explicada por cada IMF é informada entre parênteses junto ao seu nome; as IMFs possuem a mesma unidade da série total. Na DEP da série são mostrados os limites de confiança unilaterais para $\alpha = 5\%$ e $\alpha = 1\%$. Nas DEPs das IMFs são informados entre parênteses os períodos de maior destaque (em anos). Nos painéis da esquerda, os pontos azuis (ou vermelhos) são extremos máximos (ou mínimos) selecionados para discussão das contribuições (item 5.4), as datas de referência são informadas no painel da série total.

Tabela 18 – Bacia do Paraguai - Correlações entre Precipitação e Índices, e suas IMFs.

	Precip. Paraguai	IMF.1 (0.2)	IMF.2 e 3 (1)	IMF.4 (2.4)	IMF.5 (4.5)	IMF.6 (7.9)	IMF.7 (16.3)	IMF.8 (34.9)
NINO3.4					0.27(0.03)	0.13(0.18)		
IMF.1 (0.2)								
IMF.2 (0.6)								
IMF.3 (1.5)								
IMF.4 (2.9)					0.11(0.16)			
IMF.5 (5.6; 5.1)					0.36(0.04)			
IMF.6 (9; 6.4)					0.40(0.03)	0.42(0.09)		
IMF.7 (13.2)						0.34(0.14)		
IMF.8 (28.2)								
IMF.9 (59.2)					-0.11(0.06)		-0.19(0.11)	
IMF.10 (118.4)								
NAOPC								
IMF.1 (0.2; 0.3)								
IMF.2 (0.6)								
IMF.3 (1)								
IMF.4 (2.7)								
IMF.5 (5)					-0.32(0.03)			
IMF.6 (8.7)								
IMF.7 (13.5)								
IMF.8 (39.3)								0.77(0.00)
IMF.9 (94.4)								
PDO						0.13(0.17)		
IMF.1 (0.3)								
IMF.2 (0.5)								
IMF.3 (1)								
IMF.4 (2.2)								
IMF.5 (5.7)					0.28(0.11)			
IMF.6 (9)								
IMF.7 (19.6)								
IMF.8 (46.9)								0.57(0.03)
IMF.9 (93.9)								
IPO					0.26(0.05)	0.16(0.14)		
IMF.1 (0.3; 0.2)								
IMF.2 (0.8; 0.5)								
IMF.3 (1.5)			0.11(0.12)					
IMF.4 (2.9)					0.13(0.16)			
IMF.5 (5.7)					0.33(0.06)			
IMF.6 (9)					0.30(0.08)	0.49(0.05)		
IMF.7 (13.4)						0.24(0.15)		
IMF.8 (28)								
IMF.9 (58.8)								0.39(0.08)
AMO			-0.11(0.01)					
IMF.1 (0.2; 0.4)								
IMF.2 (0.6)			-0.15(0.09)					
IMF.3 (1)			-0.34(0.01)					
IMF.4 (2.7; 2.3)				-0.20(0.20)				
IMF.5 (3.5; 3.8)								
IMF.6 (9.1)								
IMF.7 (21.5; 17)								
IMF.8 (64.6)								
IMF.9 (71.7)					0.12(0.02)		0.17(0.10)	

No corpo da tabela: correlações e significância em parênteses. São feitos destaques para o NS 5% (cinza médio), NS 10% (cinza claro), e para casos em que não foi possível acessar a significância ("NA", cinza escuro). Para facilitar a leitura, foram omitidas correlações de valor absoluto ≤ 0.10 e correlações com NS > 0,20. Os períodos de cada IMF são informados em anos em parênteses.

Tabela 19 – Bacia do Paraguai - Correlações entre Precipitação e Modos de TSM, e suas IMFs.

	Precip. Paraguai	IMF.1 (0.2)	IMF.2 e 3 (1)	IMF.4 (2.4)	IMF.5 (4.5)	IMF.6 (7.9)	IMF.7 (16.3)	IMF.8 (34.9)
ModoR2 NINO					0.32(0.01)	0.15(0.17)		
IMF.1 (0.2)								
IMF.2 (0.7; 0.6)								
IMF.3 (1.5)								
IMF.4 (3.6)					0.18(0.05)			
IMF.5 (5.2; 5.6)					0.41(0.02)			
IMF.6 (6.5)					0.34(0.10)	0.52(0.07)		
IMF.7 (13.3)								
IMF.8 (29.3)								
IMF.9 (88)								
ModoR3 ATS				0.17(0.03)	0.18(0.05)		0.17(0.20)	0.17(0.20)
IMF.1 (0.3)								
IMF.2 (0.6)								
IMF.3 (1.5)								
IMF.4 (2.3)				0.29(0.05)				
IMF.5 (3.6; 4.9)								
IMF.6 e 7 (12.2)					0.17(0.19)			
IMF.8 e 9 (44)	0.11(0.07)				0.13(0.03)		0.50(0.06)	0.73(0.06)
ModoR4 AMO								-0.18(0.15)
IMF.1 (0.2)								
IMF.2 (0.5; 0.8)								
IMF.3 (1)								
IMF.4 (2.9; 2.5)								
IMF.5 (4.3; 5.3)								
IMF.6 (9)								
IMF.7 (23.2)								
IMF.8 (33.8)								-0.82(0.00)
IMF.9 (88)					0.12(0.13)			
ModoR5 IPO(N)								
IMF.1 (0.2)								
IMF.2 (0.6; 0.7)								
IMF.3 (1.5; 1.2)								
IMF.4 (2)								
IMF.5 (4.7; 3.9)								
IMF.6 (9.2)								
IMF.7 (23.2)								
IMF.8 (48.9)								-0.52(0.18)
IMF.9 (55)								
ModoR7 IPO(S)							0.15(0.18)	
IMF.1 (0.2; 0.3)								
IMF.2 (0.8; 0.5)								
IMF.3 (1)								
IMF.4 (2.3; 1.8)								
IMF.5 (4.2)								
IMF.6 (9)							0.51(0.00)	
IMF.7 (14.7; 25.9)								
IMF.8 (36.7)								
IMF.9 (88)								

No corpo da tabela: correlações e significância em parênteses. São feitos destaques para o NS 5% (cinza médio), NS 10% (cinza claro), e para casos em que não foi possível acessar a significância ("NA", cinza escuro). Para facilitar a leitura, foram omitidas correlações de valor absoluto ≤ 0.10 e correlações com NS > 0,20. Os períodos de cada IMF são informados em anos em parênteses.

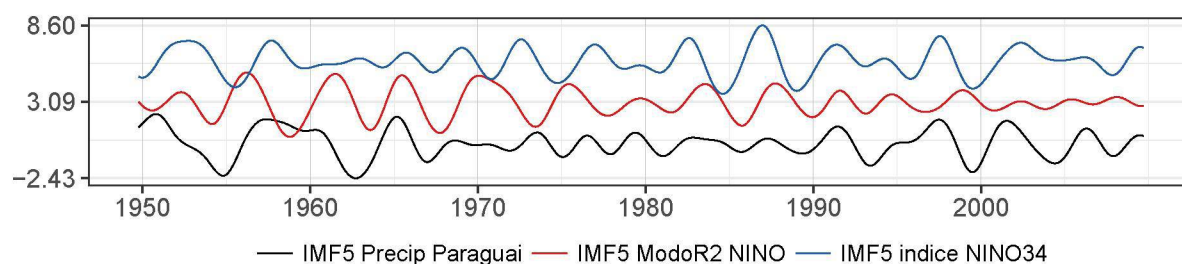


Figura 68 – Bacia de Paraguai - Precipitação: Comparação das IMF5 da precipitação, do modo de TSM Niño, e do índice Niño3.4, na escala temporal de 4-6 anos. Modos normalizados pelo próprio desvio padrão, com defasagens verticais de poucas unidades para evitar sua sobreposição.

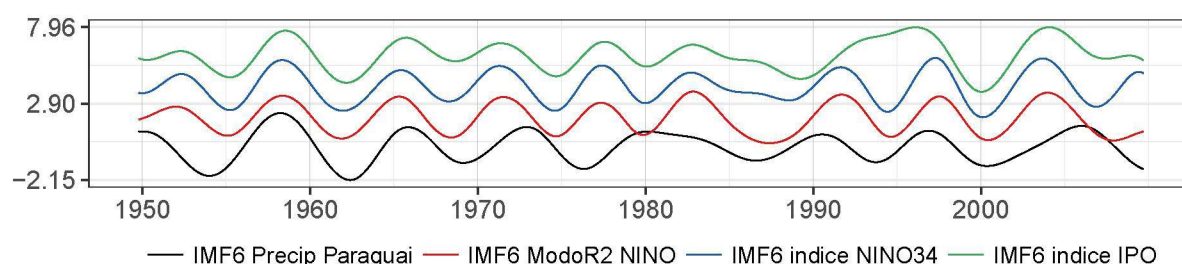


Figura 69 – Bacia de Paraguai - Precipitação: Comparação das IMF6 da precipitação, do modo de TSM Niño, e do índice Niño3.4, e do índice IPO, em torno de 8 anos. Modos normalizados pelo próprio desvio padrão, com defasagens verticais de poucas unidades para evitar sua sobreposição.

(b) Vazão

A Figura 70 apresenta a decomposição em modos empíricos da vazão na Bacia do Paraguai, e as respectivas DEPs. A Tabela 20 apresenta as correlações com índices climáticos e suas IMF5, e a Tabela 21 apresenta o mesmo para modos climáticos de TSM e suas IMF5.

Nesta DEP, a variabilidade mais significativa é a bianual, e nas escalas de 3-4 anos, 30-40 anos e 70-80 anos. A variabilidade de 7-9 anos, que apareceu nas outras bacias, neste caso é menos significativa e com período entre 9-10 anos, e aparece com boa variância explicada na IMF6. A variabilidade de 4-5 anos, fraca na DEP, também aparece com boa variância explicada na IMF5. Tanto a IMF7 da precipitação como a IMF8 da vazão mostram um ciclo entre 16-20 anos, que não aparece nas DEPs.

Embora menos forte que em Posadas, a influência de ENSO está presente na vazão de Puerto Bermejo, pois ainda há correlações significativas entre componentes da vazão e componentes da ENSO (modo de TSM Niño e índice Niño 3.4) nas escalas bianual, 3-6 anos e decadal (9-10 anos). Em algumas destas escalas, também há correlação com os correspondentes componentes dos índices IPO e PDO (relacionados com ENSO).

O período em torno de 9-10 anos está relacionado com ENSO e IPO, sem correlação com significativa com o índice NAO_{PC} . A variabilidade da faixa interdecadal com períodos 30-40 anos parece estar mais ligada à NAO, enquanto a variabilidade mais lenta com Niño 3.4, PDO e IPO.

O fato de a vazão em Puerto Bermejo estar defasada em torno de 4 meses em relação à precipitação média na bacia, pode contribuir para menor número de correlações significativas. Deste modo, a correlação simultânea de valores mensais da vazão em Puerto Bermejo e de índices climáticos pode não ser conveniente, pelo menos para oscilações climáticas cujo efeito sobre a precipitação depende da estação do ano, como ocorre frequentemente. Num futuro estudo, tais correlações defasadas devem ser testadas.

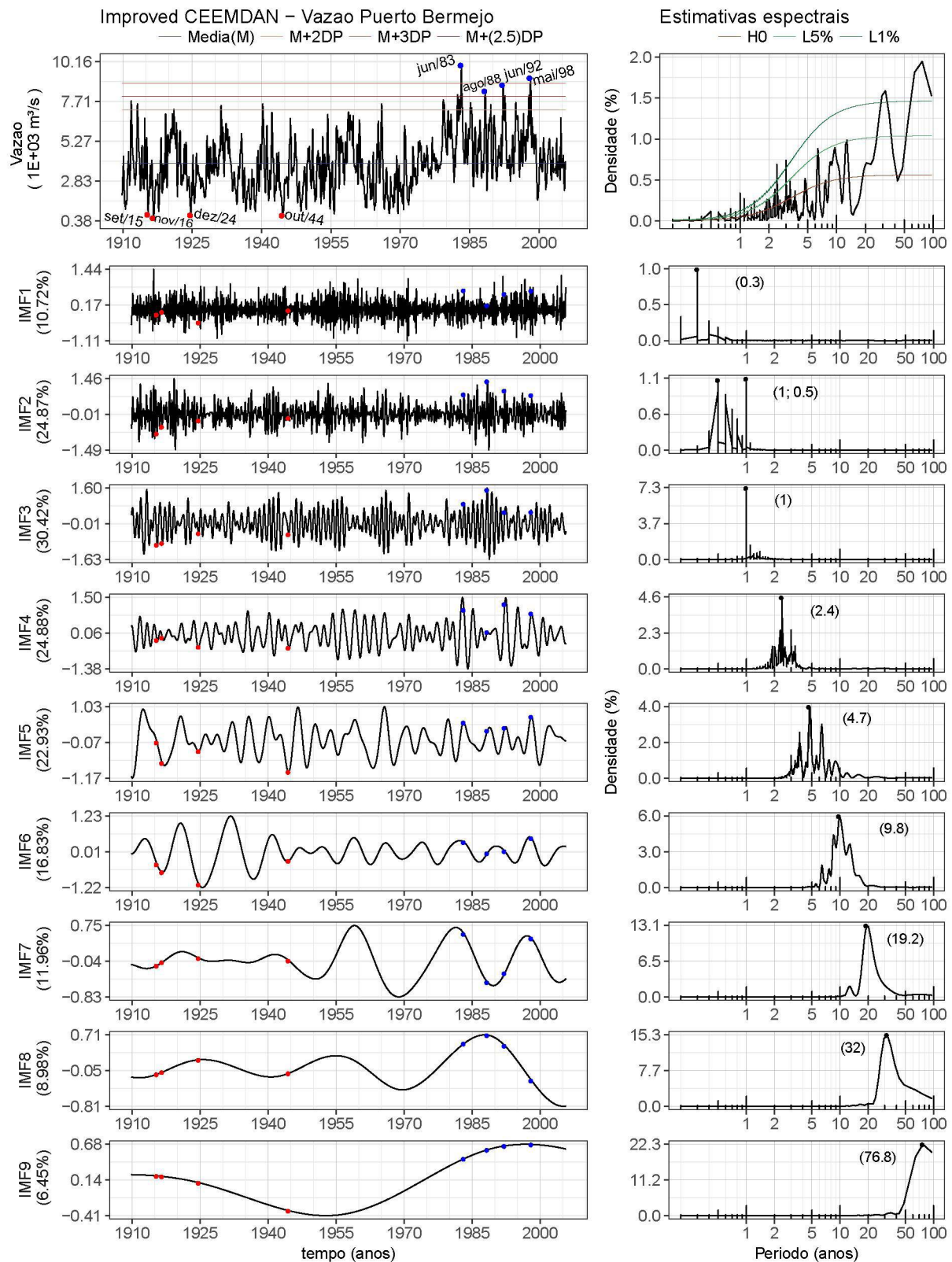


Figura 70 – Bacia do Paraguai - Vazão: Série total (painel superior esquerdo), séries de IMFs (painéis inferiores à esquerda), DEP da série total sem ciclo anual (painel superior direito), DEPs das IMFs (painéis inferiores à direita). A variância explicada por cada IMF é informada entre parênteses junto ao seu nome; as IMFs possuem a mesma unidade da série total. Na DEP da série são mostrados os limites de confiança unilaterais para $\alpha = 5\%$ e $\alpha = 1\%$. Nas DEPs das IMFs são informados entre parênteses os períodos de maior destaque (em anos). Nos painéis esquerdos, os pontos azuis (ou vermelhos) são extremos máximos (ou mínimos) selecionados para discussão das contribuições (item 5.4), as datas de referência são informadas no painel da série total.

Tabela 20 – Bacia do Paraguai - Correlações entre Vazão e Índices, e suas IMFs.

	Vazao Puerto Bermejo	IMF.1 (0.3)	IMF.2 (1; 0.5)	IMF.3 (1)	IMF.4 (2.4)	IMF.5 (4.7)	IMF.6 (9.8)	IMF.7 (19.2)	IMF.8 (32)	IMF.9 (76.8)
NINO3.4	0.19(0.01)				0.14(0.05)	0.19(0.10)	0.13(0.10)			
IMF.1 (0.2)										
IMF.2 (0.6)										
IMF.3 (1.5)										
IMF.4 (2.9)					0.23(0.06)					
IMF.5 (5.6; 5.1)										
IMF.6 (9; 6.4)	0.28(0.01)					0.49(0.00)	0.50(0.01)			
IMF.7 (13.2)								0.23(0.14)		
IMF.8 (28.2)										
IMF.9 (59.2)										
IMF.10 (118.4)	0.35(0.09)									0.94(0.00)
NAOPC										
IMF.1 (0.2; 0.3)										
IMF.2 (0.6)										
IMF.3 (1)										
IMF.4 (2.7)										
IMF.5 (5)						-0.21(0.13)				
IMF.6 (8.7)						0.20(0.12)				
IMF.7 (13.5)	-0.15(0.06)							-0.52(0.02)		
IMF.8 (39.3)	0.30(0.06)								0.81(0.01)	
IMF.9 (94.4)										
PDO	0.22(0.00)					0.19(0.03)		0.20(0.05)		0.25(0.16)
IMF.1 (0.3)										
IMF.2 (0.5)										
IMF.3 (1)				0.24(0.07)						
IMF.4 (2.2)										
IMF.5 (5.7)	0.14(0.06)					0.35(0.04)	0.14(0.11)			
IMF.6 (9)						0.25(0.09)			-0.11(0.05)	
IMF.7 (19.6)	0.14(0.20)							0.61(0.12)		
IMF.8 (46.9)									0.43(0.20)	0.23(0.15)
IMF.9 (93.9)										
IPO	0.24(0.00)				0.12(0.04)	0.25(0.03)	0.15(0.08)	0.13(0.07)	0.14(0.19)	
IMF.1 (0.3; 0.2)										
IMF.2 (0.8; 0.5)										
IMF.3 (1.5)										
IMF.4 (2.9)					0.23(0.04)					
IMF.5 (5.7)						0.22(0.17)				
IMF.6 (9)	0.27(0.01)					0.46(0.00)	0.44(0.03)			
IMF.7 (13.4)								0.38(0.18)		
IMF.8 (28)	0.21(0.19)							0.27(0.16)	0.66(0.11)	
IMF.9 (58.8)									0.36(0.20)	0.57(0.16)
AMO										
IMF.1 (0.2; 0.4)										
IMF.2 (0.6)										
IMF.3 (1)										
IMF.4 (2.7; 2.3)										
IMF.5 (3.5; 3.8)										
IMF.6 (9.1)										
IMF.7 (21.5; 17)								0.40(0.11)		
IMF.8 (64.6)										
IMF.9 (71.7)										

No corpo da tabela: correlações e significância em parênteses. São feitos destaques para o NS 5% (cinza médio), NS 10% (cinza claro), e para casos em que não foi possível acessar a significância ("NA", cinza escuro). Para facilitar a leitura, foram omitidas correlações de valor absoluto ≤ 0.10 e correlações com NS > 0,20. Os períodos de cada IMF são informados em anos em parênteses.

Tabela 21 – Bacia do Paraguai - Correlações entre Vazão e Modos de TSM, e suas IMFs.

	Vazao Puerto Bermejo	IMF.1 (0.3)	IMF.2 (1; 0.5)	IMF.3 (1)	IMF.4 (2.4)	IMF.5 (4.7)	IMF.6 (9.8)	IMF.7 (19.2)	IMF.8 (32)	IMF.9 (76.8)
ModoR2 NINO	0.25(0.00)				0.14(0.04)	0.23(0.05)	0.18(0.02)			0.20(0.01)
IMF.1 (0.2)										
IMF.2 (0.7; 0.6)										
IMF.3 (1.5)										
IMF.4 (3.6)					0.23(0.04)					
IMF.5 (5.2; 5.6)							0.12(0.08)			
IMF.6 (6.5)	0.29(0.00)					0.49(0.00)	0.54(0.00)			
IMF.7 (13.3)	0.11(0.19)							0.45(0.03)		
IMF.8 (29.3)										
IMF.9 (88)										
ModoR3 ATS						0.11(0.08)				-0.17(0.00)
IMF.1 (0.3)										
IMF.2 (0.6)										
IMF.3 (1.5)				-0.18(0.02)						
IMF.4 (2.3)										
IMF.5 (3.6; 4.9)						0.23(0.06)				
IMF.6 e 7 (12.2)										
IMF.8 e 9 (44)										
ModoR4 AMO	-0.13(0.04)								-0.21(0.18)	
IMF.1 (0.2)										
IMF.2 (0.5; 0.8)										
IMF.3 (1)										
IMF.4 (2.9; 2.5)										
IMF.5 (4.3; 5.3)										
IMF.6 (9)						-0.21(0.10)				
IMF.7 (23.2)									-0.36(0.08)	
IMF.8 (33.8)	-0.25(0.12)								-0.76(0.10)	
IMF.9 (88)										
ModoR5 IPO(N)	-0.11(0.05)									
IMF.1 (0.2)										
IMF.2 (0.6; 0.7)										
IMF.3 (1.5; 1.2)										
IMF.4 (2)										
IMF.5 (4.7; 3.9)							-0.12(0.10)			
IMF.6 (9.2)						-0.16(0.19)				
IMF.7 (23.2)									-0.49(0.10)	
IMF.8 (48.9)										
IMF.9 (55)										-0.51(0.11)
ModoR7 IPO(S)										0.20(0.12)
IMF.1 (0.2; 0.3)										
IMF.2 (0.8; 0.5)										
IMF.3 (1)										
IMF.4 (2.3; 1.8)					0.19(0.10)					
IMF.5 (4.2)										
IMF.6 (9)										
IMF.7 (14.7; 25.9)								-0.53(0.08)		
IMF.8 (36.7)										
IMF.9 (88)										

No corpo da tabela: correlações e significância em parênteses. São feitos destaques para o NS 5% (cinza médio), NS 10% (cinza claro), e para casos em que não foi possível acessar a significância ("NA", cinza escuro). Para facilitar a leitura, foram omitidas correlações de valor absoluto ≤ 0.10 e correlações com NS > 0,20. Os períodos de cada IMF são informados em anos em parênteses.

5.3.5 Bacia contribuinte à vazão em Corrientes

(a) Precipitação

A Bacia de Corrientes é praticamente a soma das bacias de Posadas e do Paraguai. Como resultado, há na DEP e na decomposição da precipitação média dessa bacia características de ambas, embora prevaleçam as características da Bacia de Posadas, na parte leste da Bacia do Paraná. Tendo em vista a grande heterogeneidade climática nesta bacia, também apontada no item 5.3.4 para a Bacia do Paraguai, pode não ser adequado analisar detalhadamente o espectro da chuva média nesta bacia, sua decomposição em IMFs e a relação com índices e modos climáticos. Contudo, para completar a análise e identificar possíveis influências dominantes, são apresentadas as figuras e tabelas.

A Figura 71 apresenta a decomposição em modos empíricos da precipitação na bacia contribuinte à vazão em Corrientes (Bacia de Corrientes), e as respectivas DEPs. A Tabela 22 apresenta as correlações com índices climáticos e suas IMFs, e a Tabela 23 apresenta o mesmo para modos climáticos de TSM e suas IMFs.

Tanto na DEP e como na decomposição, o ciclo anual e a variabilidade bianual têm menor variância explicada que na Bacia do Paraguai. A variabilidade interanual de 3-6 anos é bem significativa, principalmente na faixa 3-5 anos, assim como a variabilidade decadal entre 7-9 anos. Há variabilidade interdecadal entre 30-50 anos. Novamente, o pico de 17-20 anos não é significativo na DEP, mas está na IMF7 com período em torno de 20 anos.

As correlações entre os componentes da precipitação e dos modos e índices são similares ao que é observado para a Bacia de Posadas. Há correlações significativas na escala bianual e de 3-6 anos com os modos de TSM ENSO e ATS. Na escala de 7-9 anos há correlação mais forte e significativa com o modo de TSM Niño. Em algumas destas faixas de períodos há também correlações significativas com os índices Niño 3.4, IPO e PDO.

Para a escala de 20 anos a maior influência parece vir da NAO. E para a variabilidade interdecadal mais longa (30-50 anos), a maior influência parece ser do índice PDO e do modo de TSM AMO (Figura 72), havendo também fortes correlações com os índices AMO, IPO e NAO_{PC} , em escalas temporais semelhantes.

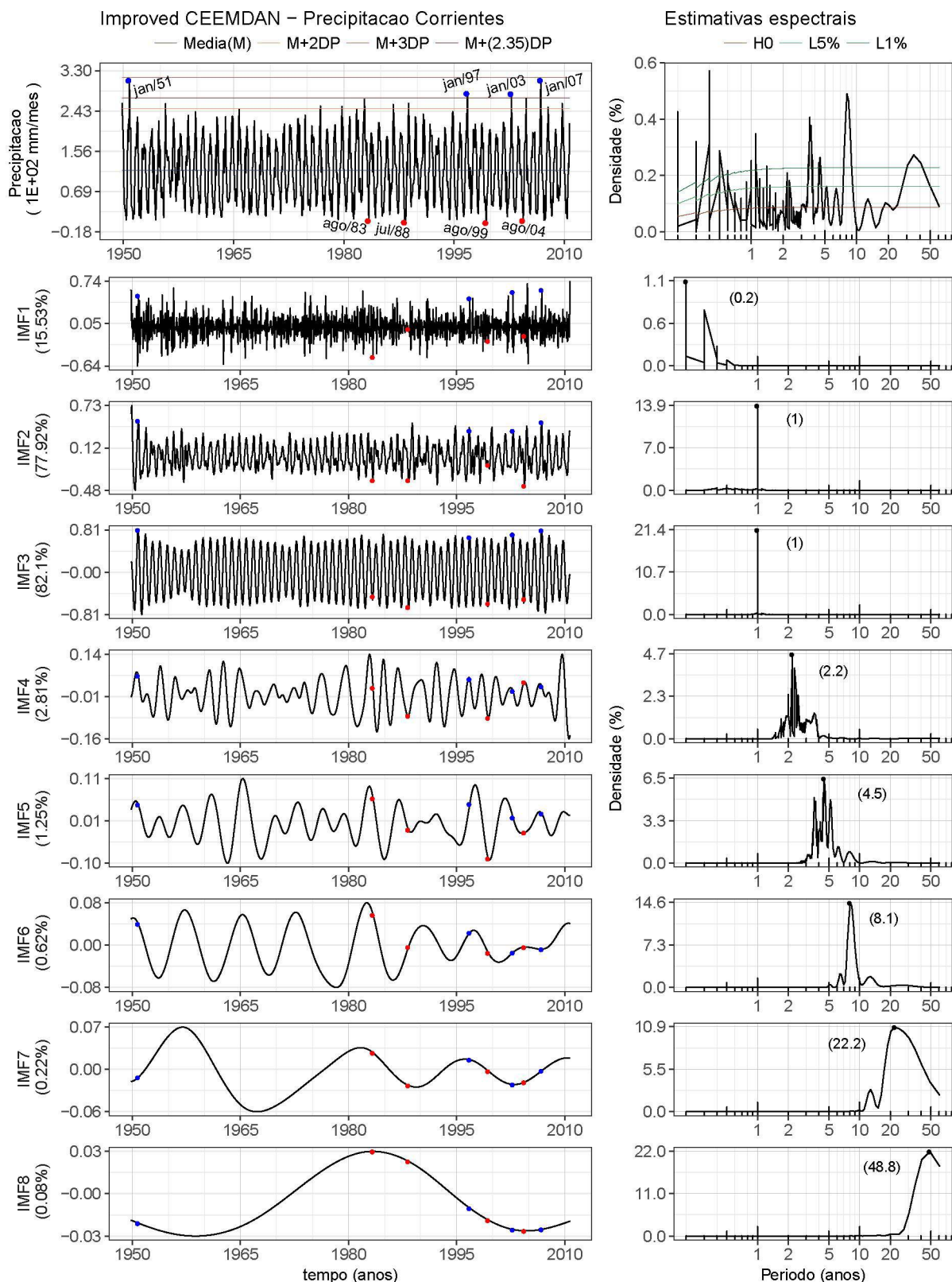


Figura 71 – Bacia de Corrientes - Precipitação: Série total (painel superior esquerdo), séries de IMFs (painéis inferiores à esquerda), DEP da série total sem ciclo anual (painel superior direito), DEPs das IMFs (painéis inferiores à direita). A variância explicada por cada IMF é informada entre parênteses junto ao seu nome; as IMFs possuem a mesma unidade da série total. Na DEP da série são mostrados os limites de confiança unilaterais para $\alpha = 5\%$ e $\alpha = 1\%$. Nas DEPs das IMFs são informados entre parênteses os períodos de maior destaque (em anos). Nos painéis esquerdos, os pontos azuis (ou vermelhos) são extremos máximos (ou mínimos) selecionados para discussão das contribuições (item 5.4), as datas de referência são informadas no painel da série total.

Tabela 22 – Bacia de Corrientes - Correlações entre Precipitação e Índices, e suas IMFs.

	Precip. Corrientes	IMF.1 (0.2)	IMF.2 e 3 (1)	IMF.4 (2.2)	IMF.5 (4.5)	IMF.6 (8.1)	IMF.7 (22.2)	IMF.8 (48.8)
NINO3.4	0.12(0.00)			0.19(0.09)	0.36(0.01)			
IMF.1 (0.2)								
IMF.2 (0.6)								
IMF.3 (1.5)								
IMF.4 (2.9)				0.25(0.13)	0.24(0.00)			
IMF.5 (5.6; 5.1)	0.11(0.02)			0.15(0.07)	0.51(0.03)			
IMF.6 (9; 6.4)	0.11(0.01)				0.32(0.02)	0.36(0.06)		
IMF.7 (13.2)								
IMF.8 (28.2)								
IMF.9 (59.2)							-0.35(0.15)	
IMF.10 (118.4)								
NAOPC								
IMF.1 (0.2; 0.3)								
IMF.2 (0.6)								
IMF.3 (1)								
IMF.4 (2.7)								
IMF.5 (5)								
IMF.6 (8.7)								
IMF.7 (13.5)							-0.38(0.02)	
IMF.8 (39.3)								0.79(0.05)
IMF.9 (94.4)								
PDO					0.14(0.13)			
IMF.1 (0.3)								
IMF.2 (0.5)								
IMF.3 (1)								
IMF.4 (2.2)					0.13(0.02)			
IMF.5 (5.7)					0.38(0.05)			
IMF.6 (9)								
IMF.7 (19.6)								
IMF.8 (46.9)								0.99(0.00)
IMF.9 (93.9)								
IPO	0.15(0.00)			0.17(0.08)	0.36(0.02)			
IMF.1 (0.3; 0.2)								
IMF.2 (0.8; 0.5)								
IMF.3 (1.5)			0.13(0.03)					
IMF.4 (2.9)				0.25(0.10)	0.29(0.00)			
IMF.5 (5.7)	0.11(0.02)			0.12(0.11)	0.49(0.02)			
IMF.6 (9)					0.15(0.18)			
IMF.7 (13.4)								
IMF.8 (28)								
IMF.9 (58.8)								0.93(0.08)
AMO							0.25(0.14)	
IMF.1 (0.2; 0.4)								
IMF.2 (0.6)			-0.15(0.08)					
IMF.3 (1)			-0.32(0.05)					
IMF.4 (2.7; 2.3)								
IMF.5 (3.5; 3.8)								
IMF.6 (9.1)								
IMF.7 (21.5; 17)								
IMF.8 (64.6)							0.26(0.19)	
IMF.9 (71.7)							0.29(0.16)	-0.87(0.20)

No corpo da tabela: correlações e significância em parênteses. São feitos destaques para o NS 5% (cinza médio), NS 10% (cinza claro), e para casos em que não foi possível acessar a significância ("NA", cinza escuro). Para facilitar a leitura, foram omitidas correlações de valor absoluto ≤ 0.10 e correlações com NS > 0.20 . Os períodos de cada IMF são informados em anos em parênteses.

Tabela 23 – Bacia de Corrientes - Correlações entre Precipitação e Modos de TSM, e suas IMFs.

	Precip. Corrientes	IMF.1 (0.2)	IMF.2 e 3 (1)	IMF.4 (2.2)	IMF.5 (4.5)	IMF.6 (8.1)	IMF.7 (22.2)	IMF.8 (48.8)
ModoR2 NINO	0.19(0.00)			0.18(0.08)	0.44(0.00)	0.17(0.04)		
IMF.1 (0.2)								
IMF.2 (0.7; 0.6)								
IMF.3 (1.5)								
IMF.4 (3.6)	0.12(0.00)			0.27(0.03)	0.35(0.00)			
IMF.5 (5.2; 5.6)	0.12(0.01)			0.13(0.19)	0.51(0.01)			
IMF.6 (6.5)	0.12(0.01)				0.31(0.00)	0.50(0.02)		
IMF.7 (13.3)						0.20(0.17)		
IMF.8 (29.3)								
IMF.9 (88)								
ModoR3 ATS				0.24(0.00)	0.20(0.02)		0.19(0.17)	
IMF.1 (0.3)								
IMF.2 (0.6)								
IMF.3 (1.5)								
IMF.4 (2.3)	0.11(0.00)			0.47(0.00)	0.12(0.02)			
IMF.5 (3.6; 4.9)				0.12(0.11)	0.38(0.04)			
IMF.6 e 7 (12.2)								
IMF.8 e 9 (44)							0.80(0.02)	
ModoR4 AMO								-0.35(0.06)
IMF.1 (0.2)								
IMF.2 (0.5; 0.8)								
IMF.3 (1)								
IMF.4 (2.9; 2.5)								
IMF.5 (4.3; 5.3)								
IMF.6 (9)								
IMF.7 (23.2)								
IMF.8 (33.8)								-0.83(0.01)
IMF.9 (88)								
ModoR5 IPO(N)					0.20(0.08)			
IMF.1 (0.2)								
IMF.2 (0.6; 0.7)								
IMF.3 (1.5; 1.2)								
IMF.4 (2)								
IMF.5 (4.7; 3.9)					0.34(0.18)			
IMF.6 (9.2)					0.11(0.17)			
IMF.7 (23.2)						-0.11(0.16)		
IMF.8 (48.9)								
IMF.9 (55)								
ModoR7 IPO(S)						0.17(0.05)		
IMF.1 (0.2; 0.3)								
IMF.2 (0.8; 0.5)								
IMF.3 (1)								
IMF.4 (2.3; 1.8)								
IMF.5 (4.2)						0.14(0.13)		
IMF.6 (9)						0.42(0.14)	0.21(0.09)	
IMF.7 (14.7; 25.9)						0.14(0.15)	-0.47(0.20)	
IMF.8 (36.7)						0.12(0.16)		
IMF.9 (88)								

No corpo da tabela: correlações e significância em parênteses. São feitos destaques para o NS 5% (cinza médio), NS 10% (cinza claro), e para casos em que não foi possível acessar a significância ("NA", cinza escuro). Para facilitar a leitura, foram omitidas correlações de valor absoluto ≤ 0.10 e correlações com NS > 0,20. Os períodos de cada IMF são informados em anos em parênteses.

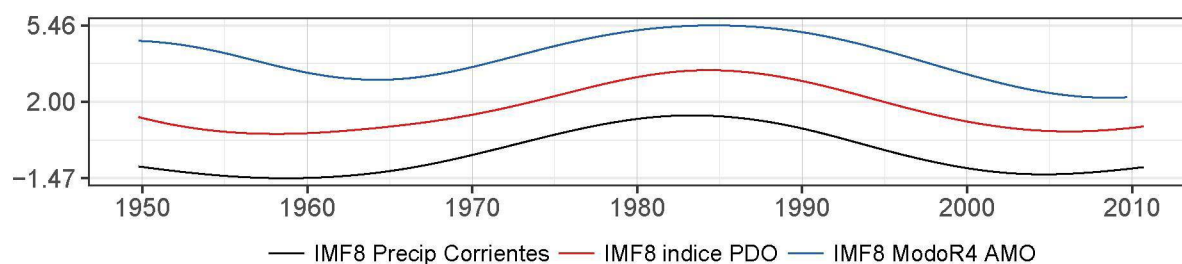


Figura 72 – Bacia de Corrientes - Precipitação: Comparação das IMF8 da precipitação, do índice PDO e do modo de TSM AMO, na escala interdecadal de 30-50 anos. Modos normalizados pelo próprio desvio padrão, com defasagens verticais de poucas unidades para evitar sua sobreposição. Um fator de (-1) foi aplicado a este último modo devido à correlação negativa.

(b) Vazão

A Figura 73 apresenta a decomposição em modos empíricos da vazão na Bacia de Corrientes, e as respectivas DEPs. A Tabela 24 apresenta as correlações com índices climáticos e suas IMF8, e a Tabela 25 apresenta o mesmo para modos climáticos de TSM e suas IMF8.

A vazão em Corrientes é praticamente a soma das vazões em Posadas e Puerto Bermejo. Comparando-as, é possível ver que as características da variabilidade interanual e decadal em Corrientes são mais parecidas com as da vazão em Posadas, como nas faixas 3-6 e 7-9 anos, enquanto as características da variabilidade interdecadal seguem as da vazão em Puerto Bermejo, como nas faixas 30-50 e 70-80 anos. Isto é coerente com Grimm e Saboia (2015), cujo modo interdecadal de precipitação de verão com maior atuação na Bacia do Paraná tem mais fortes componentes na parte oeste da bacia. Além disto, a defasagem de alguns meses entre a vazão em Puerto Bermejo e a precipitação na Bacia do Paraguai não afeta tanto a variabilidade interdecadal.

Como em outras bacias, há IMF8 na decomposição pelo ICEEMDAN com períodos que não aparecem como muito significativos na DEP, dado que são métodos diferentes que podem ser complementares. Oscilações sem densidade espectral suficiente para serem significativas na DEP podem cumprir os requisitos para aparecerem como IMF8 no ICEEMDAN. Isto ocorre com algumas IMF8, especialmente com aquelas de períodos entre 10 e 20 anos, que aparecem como picos significativos apenas nas DEP da vazão da Bacia Paranaíba-Grande (18 anos) e na vazão da Bacia do Iguaçu (15 anos), enquanto nas DEPs das vazões em Posadas e Puerto Bermejo não há picos significativos nesta faixa. O mesmo ocorre para Corrientes.

As correlações entre componentes da vazão em Corrientes e os componentes do modo de TSM Niño e outros componentes associados à ENSO (índices Niño 3.4, IPO e PDO), seguem aproximadamente o mesmo padrão que para a vazão em Posadas, com correlações significativas (ou marginalmente significativas) nas escalas bianuais (Figura 74), interanuais (Figura 75) e decadais/interdecadais. Isto, reafirma a influência do modo ENSO em várias escalas de tempo para a variabilidade da vazão do Rio Paraná e a importância relativamente maior da parte leste da bacia nesta influência.

Na escala QB há também correlação significativa e menos forte com o modo de TSM ATS. Nas escalas decadal de 8-9 (Figura 76) anos e interdecadal 17-19 anos há significativa correlação com o índice NAO_{PC} . Como visto nas demais bacias, esta escala de 7-9 anos ora tem maior relação com o índice NAO_{PC} , ora com algum componente associado a ENSO. Na escala de períodos 30-50 anos a maior influência parece vir do modo de TSM AMO e do índice NAO_{PC} , que são relacionados (Figura 77), enquanto na escala de 70-80 anos parecer vir dos índices AMO e IPO (Figura 78).

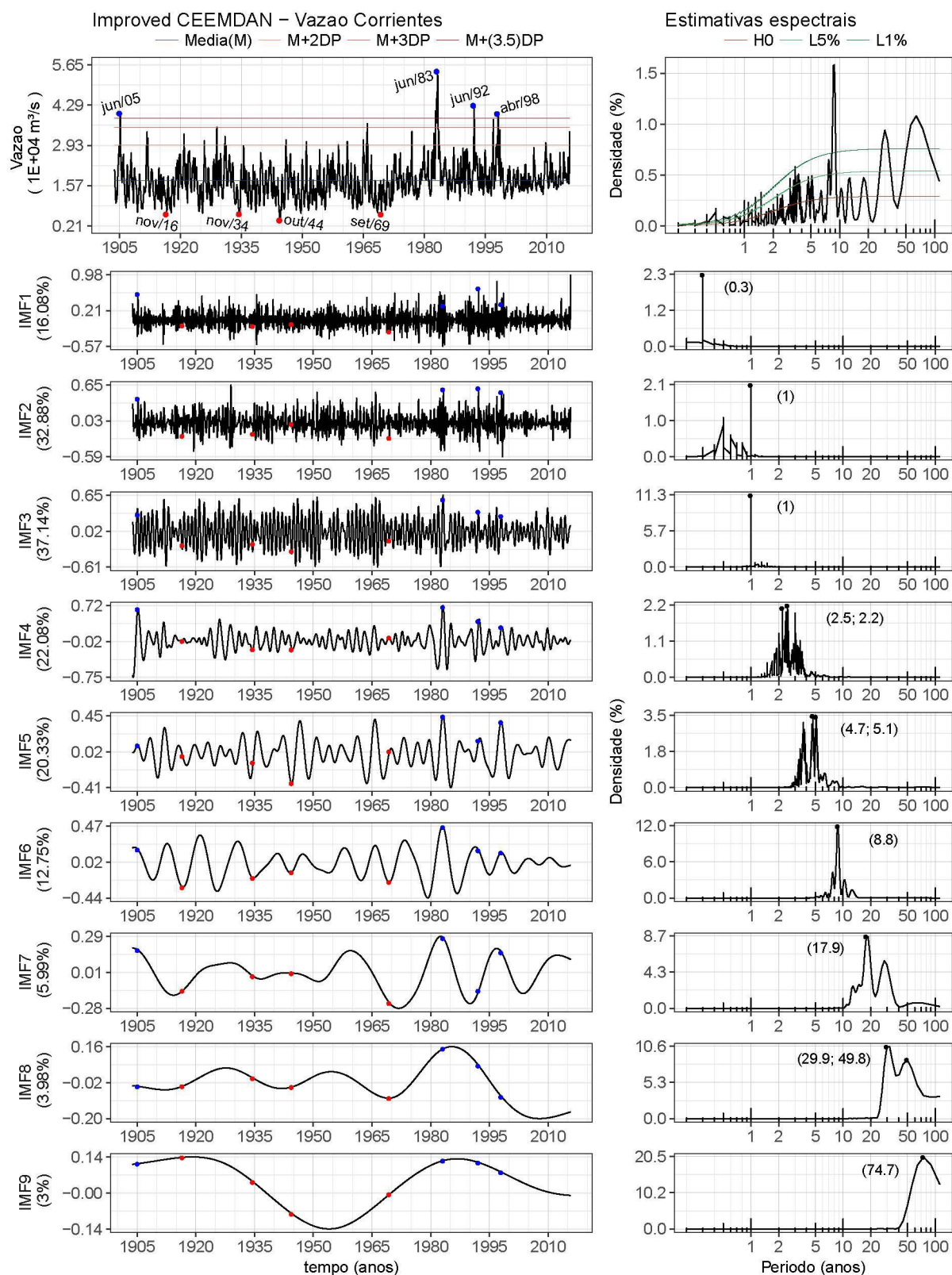


Figura 73 – Bacia de Corrientes - Vazão: Série total (painel superior esquerdo), séries de IMFs (painéis inferiores à esquerda), DEP da série total sem ciclo anual (painel superior direito), DEPs das IMFs (painéis inferiores à direita). A variância explicada por cada IMF é informada entre parênteses junto ao seu nome; as IMFs possuem a mesma unidade da série total. Na DEP da série são mostrados os limites de confiança unilaterais para $\alpha = 5\%$ e $\alpha = 1\%$. Nas DEPs das IMFs são informados entre parênteses os períodos de maior destaque (em anos). Nos painéis esquerdos, os pontos azuis (ou vermelhos) são extremos máximos (ou mínimos) selecionados para discussão das contribuições (item 5.4), as datas de referência são informadas no painel da série total.

Tabela 24 – Bacia de Corrientes - Correlações entre Vazão e Índices, e suas IMFs.

	Vazao Corrientes	IMF.1 (0.3)	IMF.2 e 3 (1)	IMF.4 (2.5; 2.2)	IMF.5 (4.7; 5.1)	IMF.6 (8.8)	IMF.7 (17.9)	IMF.8 (29.9; 49.8)	IMF.9 (74.7)
NINO3.4	0.29(0.00)			0.25(0.00)	0.30(0.00)	0.13(0.04)			
IMF.1 (0.2)									
IMF.2 (0.6)									
IMF.3 (1.5)	0.11(0.01)			0.13(0.00)					
IMF.4 (2.9)	0.19(0.00)			0.40(0.00)	0.19(0.01)				
IMF.5 (5.6; 5.1)	0.15(0.02)			0.13(0.03)	0.37(0.01)				
IMF.6 (9; 6.4)	0.25(0.00)				0.26(0.00)	0.50(0.00)			
IMF.7 (13.2)									
IMF.8 (28.2)									
IMF.9 (59.2)									0.72(0.15)
IMF.10 (118.4)	0.24(0.11)							-0.39(0.17)	
NAOPC									
IMF.1 (0.2; 0.3)									
IMF.2 (0.6)									
IMF.3 (1)									
IMF.4 (2.7)									
IMF.5 (5)					-0.22(0.16)				
IMF.6 (8.7)	0.24(0.02)				0.16(0.02)	0.66(0.01)			
IMF.7 (13.5)	-0.11(0.04)						-0.48(0.00)		
IMF.8 (39.3)	0.12(0.15)							0.85(0.00)	
IMF.9 (94.4)									0.68(0.16)
PDO	0.22(0.00)			0.12(0.01)	0.22(0.00)				0.28(0.15)
IMF.1 (0.3)									
IMF.2 (0.5)									
IMF.3 (1)									
IMF.4 (2.2)	0.14(0.00)			0.25(0.01)	0.13(0.00)				
IMF.5 (5.7)	0.20(0.00)			0.13(0.02)	0.46(0.00)				
IMF.6 (9)								0.11(0.12)	
IMF.7 (19.6)							0.53(0.13)		
IMF.8 (46.9)	0.13(0.16)							0.59(0.18)	
IMF.9 (93.9)									
IPO	0.32(0.00)			0.23(0.00)	0.34(0.00)	0.14(0.04)	0.15(0.17)	0.16(0.20)	0.24(0.05)
IMF.1 (0.3; 0.2)									
IMF.2 (0.8; 0.5)									
IMF.3 (1.5)	0.12(0.00)		0.22(0.01)	0.13(0.00)					
IMF.4 (2.9)	0.21(0.00)			0.42(0.00)	0.23(0.00)				
IMF.5 (5.7)	0.19(0.00)			0.14(0.02)	0.44(0.00)	0.11(0.06)			
IMF.6 (9)	0.21(0.00)				0.20(0.00)	0.41(0.01)			
IMF.7 (13.4)							0.41(0.06)		
IMF.8 (28)								0.65(0.01)	
IMF.9 (58.8)	0.16(0.12)								0.78(0.05)
AMO						-0.15(0.19)	0.20(0.04)		-0.46(0.15)
IMF.1 (0.2; 0.4)									
IMF.2 (0.6)									
IMF.3 (1)									
IMF.4 (2.7; 2.3)									
IMF.5 (3.5; 3.8)				0.11(0.14)					
IMF.6 (9.1)						-0.47(0.14)			
IMF.7 (21.5; 17)						-0.13(0.04)	0.25(0.17)		
IMF.8 (64.6)							0.24(0.04)		
IMF.9 (71.7)									-0.84(0.05)

No corpo da tabela: correlações e significância em parênteses. São feitos destaques para o NS 5% (cinza médio), NS 10% (cinza claro), e para casos em que não foi possível acessar a significância ("NA", cinza escuro). Para facilitar a leitura, foram omitidas correlações de valor absoluto ≤ 0.10 e correlações com NS > 0,20. Os períodos de cada IMF são informados em anos em parênteses.

Tabela 25 – Bacia de Corrientes - Correlações entre Vazão e Modos de TSM, e suas IMFs.

	Vazao Corrientes	IMF.1 (0.3)	IMF.2 e 3 (1)	IMF.4 (2.5; 2.2)	IMF.5 (4.7; 5.1)	IMF.6 (8.8)	IMF.7 (17.9)	IMF.8 (29.9; 49.8)	IMF.9 (74.7)
ModoR2 NINO	0.36(0.00)			0.26(0.00)	0.35(0.00)	0.22(0.00)	0.12(0.02)		
IMF.1 (0.2)									
IMF.2 (0.7; 0.6)									
IMF.3 (1.5)				0.12(0.02)					
IMF.4 (3.6)	0.22(0.00)			0.42(0.00)	0.29(0.00)				
IMF.5 (5.2; 5.6)	0.18(0.01)			0.14(0.02)	0.41(0.01)	0.12(0.06)			
IMF.6 (6.5)	0.28(0.00)				0.25(0.00)	0.63(0.00)			
IMF.7 (13.3)	0.12(0.18)						0.48(0.03)		
IMF.8 (29.3)	0.18(0.09)						0.37(0.09)	0.56(0.13)	
IMF.9 (88)									0.75(0.16)
ModoR3 ATS					0.20(0.00)				
IMF.1 (0.3)									
IMF.2 (0.6)									
IMF.3 (1.5)									
IMF.4 (2.3)					0.12(0.02)				
IMF.5 (3.6; 4.9)	0.12(0.09)				0.35(0.03)				
IMF.6 e 7 (12.2)									
IMF.8 e 9 (44)							0.22(0.19)		
ModoR4 AMO									-0.32(0.00)
IMF.1 (0.2)									
IMF.2 (0.5; 0.8)									
IMF.3 (1)									
IMF.4 (2.9; 2.5)									
IMF.5 (4.3; 5.3)									
IMF.6 (9)						-0.52(0.18)			
IMF.7 (23.2)								-0.37(0.10)	
IMF.8 (33.8)	-0.13(0.17)							-0.81(0.01)	
IMF.9 (88)									-0.74(0.18)
ModoR5 IPO(N)									
IMF.1 (0.2)									
IMF.2 (0.6; 0.7)									
IMF.3 (1.5; 1.2)									
IMF.4 (2)									
IMF.5 (4.7; 3.9)									
IMF.6 (9.2)									
IMF.7 (23.2)								-0.40(0.09)	
IMF.8 (48.9)							-0.20(0.19)		
IMF.9 (55)									
ModoR7 IPO(S)									
IMF.1 (0.2; 0.3)									
IMF.2 (0.8; 0.5)									
IMF.3 (1)									
IMF.4 (2.3; 1.8)									
IMF.5 (4.2)									
IMF.6 (9)									
IMF.7 (14.7; 25.9)							-0.50(0.06)		0.20(0.14)
IMF.8 (36.7)									
IMF.9 (88)									

No corpo da tabela: correlações e significância em parênteses. São feitos destaques para o NS 5% (cinza médio), NS 10% (cinza claro), e para casos em que não foi possível acessar a significância ("NA", cinza escuro). Para facilitar a leitura, foram omitidas correlações de valor absoluto ≤ 0.10 e correlações com NS > 0.20 . Os períodos de cada IMF são informados em anos em parênteses.

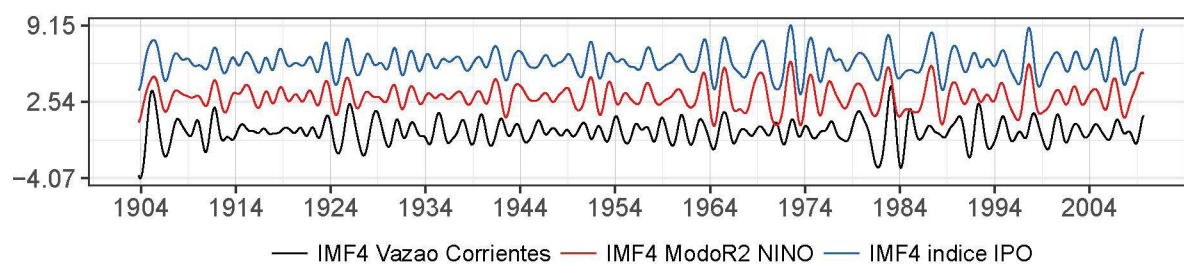


Figura 74 – Bacia de Corrientes - Vazão: Comparação das IMFs 4 da vazão, do modo de TSM Niño e do índice IPO, na escala QB. Modos normalizados pelo próprio desvio padrão, com defasagens verticais de poucas unidades para evitar sua sobreposição.

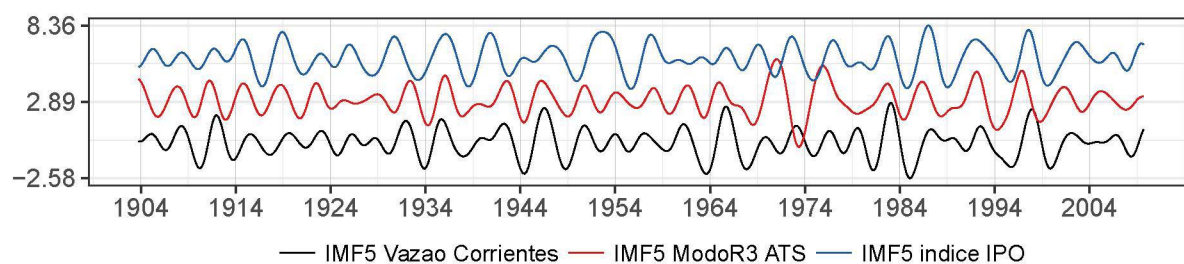


Figura 75 – Bacia de Corrientes - Vazão: Comparação das IMFs 5 da vazão, do modo de TSM Niño e do índice IPO, na escala interanual de 3-6 anos. Modos normalizados pelo próprio desvio padrão, com defasagens verticais de poucas unidades para evitar sua sobreposição.

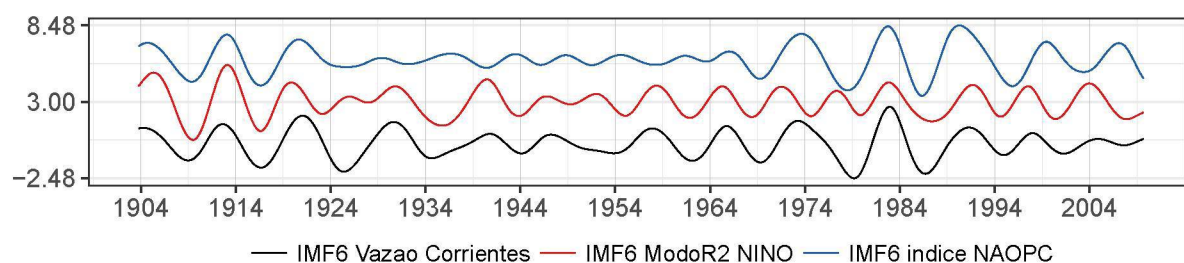


Figura 76 – Bacia de Corrientes - Vazão: Comparação das IMFs 5 da vazão, do modo de TSM Niño e do índice $NAOP_C$, na escala interanual de 7-9 anos. Modos normalizados pelo próprio desvio padrão, com defasagens verticais de poucas unidades para evitar sua sobreposição.

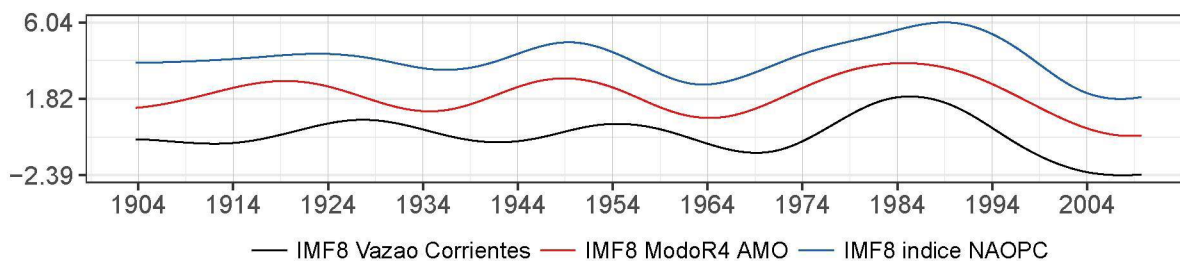


Figura 77 – Bacia de Corrientes - Vazão: Comparação das IMFs 8 da vazão, do modo de TSM AMO e do índice NAO_{PC} , na escala interdecadal de 30-50 anos. Modos normalizados pelo próprio desvio padrão, com defasagens verticais de poucas unidades para evitar sua sobreposição. Um fator de (-1) foi aplicado ao modo de TSM AMO devido à correlação negativa.

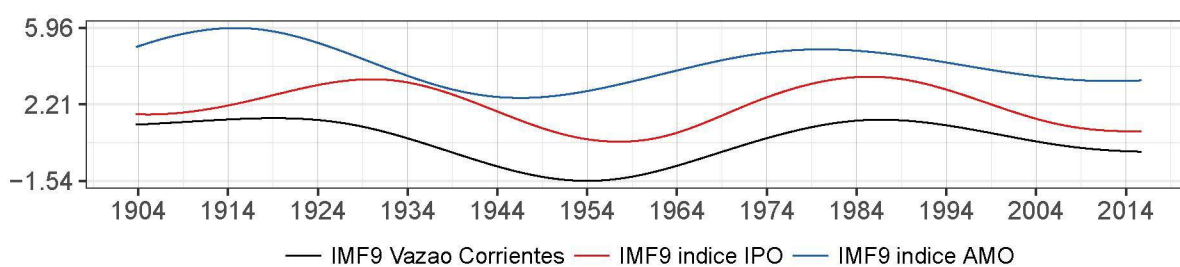


Figura 78 – Bacia de Corrientes - Vazão: Comparação das IMFs 9 da vazão, e dos índices IPO e AMO, na escala interdecadal de 70-80 anos. Modos normalizados pelo próprio desvio padrão, com defasagens verticais de poucas unidades para evitar sua sobreposição. Um fator de (-1) foi aplicado a este último modo devido à correlação negativa.

5.3.6 Resumo das possíveis origens de variabilidade climática nas séries hidrometeorológicas

No Capítulo 5, itens 5.1 e 5.2 foram apresentadas as possíveis origens de variabilidade climática presente nas séries hidrológicas estudadas nesta dissertação com o auxílio de diferentes índices e modos climáticos; e no item 5.3 foi apresentada a identificação da variabilidade climática destas séries hidrológicas em termos de ciclos inerentes às mesmas e sua associação às possíveis origens em termos de correlações.

Nas tabelas 26 e 27 é apresentado um resumo das possíveis origens da variabilidade climática encontrada nas séries hidrológicas, isto é, as forçantes climáticas mais fortemente associadas às diversas IMFs; são consideradas as precipitações e vazões de cada bacia hidrográfica.

Tabela 26 – Modos e índices climáticos mais relacionados com as diversas IMFs de períodos maiores que 1 ano da precipitação na Bacia do Paraná.

Bacia do Paranaíba-Grande				
IMF 4 (2.3)	IMF 5 (4.4;5.2)	IMF 6 (8.1)	IMF 7 (11.6)	IMF 8 (24.4)
Modo ATS Índice NAO	Modo NIÑO Modo IPO Norte <i>Índice IPO</i>	Índice Niño 3.4 <i>Índice NAO</i> <i>Índice IPO</i>	Modo NIÑO <i>Índice NAO</i> <i>Índice IPO</i>	<i>Índice AMO</i> Modo IPO Sul
Bacia do Iguaçu				
-	IMF 4 e 5 (3.6)	IMF 6 (8.7)	IMF 7 (12.8;18.8)	IMF 8 (34.9)
-	Modo NIÑO Índice IPO Índice PDO	Modo IPO Sul Índice NAO <i>Modo IPO Norte</i>	Modo NIÑO <i>Índice NAO</i> <i>Índice Niño 3.4</i>	Modo AMO Índice NAO
Bacia de Posadas				
IMF 4 (2.2)	IMF 5 (5.2;3.6)	IMF 6 (8.4)	IMF 7 (18.8)	IMF 8 (48.8)
Índice IPO	Modo NIÑO Índice IPO Modo ATS	<i>Índice NAO</i> <i>Modo IPO Sul</i> <i>Índice Niño 3.4</i>	Índice NAO Modo NIÑO <i>Modo IPO Sul</i> <i>Índice PDO</i>	Índice PDO
Bacia do Paraguai				
IMF 4 (2.4)	IMF 5 (4.5)	IMF 6 (7.9)	IMF 7 (16.3)	IMF 8 (34.9)
Modo ATS	Modo NIÑO Índice NAO <i>Índice IPO</i>	Índice IPO <i>Índice Niño 3.4</i>	-	Modo AMO Índice NAO Índice PDO
Bacia de Corrientes				
IMF 4 (2.2)	IMF 5 (4.5)	IMF 6 (8.1)	IMF 7 (22.2)	IMF 8 (48.8)
Modo ATS Modo NIÑO <i>Índice IPO</i>	Modo NIÑO Índice IPO Modo ATS Índice PDO	Modo NIÑO	Índice NAO <i>Modo IPO Sul</i>	Índice PDO Modo AMO Índice NAO

Negrito: $0,00 \leq NS \leq 0,05$. **Normal:** $0,05 < NS \leq 0,10$. **Itálico:** $0,10 < NS \leq 0,15$.

Tabela 27 – Modos e índices climáticos mais relacionados com as diversas IMFs de períodos maiores que 1 ano das vazões na Bacia do Paraná.

Bacia do Paranaíba-Grande (Ilha Solteira)					
IMF 4 (2.5)	IMF 5 (5.2;4.5)	IMF 6 (8.3)	IMF 7 (18.9)	IMF 8 (34)	IMF 9 (68)
Modo NIÑO Modo ATS Índice NAO	Modo NIÑO Índice IPO	Modo NIÑO Índice IPO	Índice IPO Modo NIÑO Índice NAO	Índice IPO Índice NAO	Índice AMO Modo AMO Índice NAO Índice IPO
Bacia do Iguaçu (Salto Cataratas)					
IMF 4 (1.9;2.5)	IMF 5 (3.7)	IMF 6 (8.7)	IMF 7 (14.8)	-	IMF 8+9 (59.2)
Modo NIÑO	Modo NIÑO Índice IPO Índice PDO	Índice NAO Modo IPO Sul Modo NIÑO Modo IPO Norte	Modo NIÑO	-	Modo AMO Modo IPO Sul
Bacia de Posadas					
IMF 4 (2.3)	IMF 5 (3.8;5.1)	IMF 6 (8.8)	IMF 7 (18.9)	-	IMF 8 (66)
Modo NIÑO Índice IPO Índice PDO	Modo NIÑO Índice IPO Índice PDO	Índice NAO Modo NIÑO Modo AMO	Modo NIÑO Índice IPO	-	Índice IPO Índice NAO Índice PDO Modo AMO
Bacia do Paraguai(Puerto Bermejo)					
IMF 4 (2.4)	IMF 5 (4.7)	IMF 6 (9.8)	IMF 7 (19.2)	IMF 8 (32)	IMF 9 (76.8)
Modo NIÑO Índice IPO	Modo NIÑO Índice IPO Índice PDO	Modo NIÑO Índice IPO	Índice NAO Modo NIÑO Modo IPO Sul	Índice NAO Modo AMO	Índice Niño3.4 Índice IPO Modo IPO Norte
Bacia de Corrientes					
IMF 4 (2.5;2.2)	IMF 5 (4.7;5.1)	IMF 6 (8.8)	IMF 7 (17.9)	IMF 8 (29.9;49.8)	IMF 9 (74.7)
Modo NIÑO Índice IPO Índice PDO	Modo NIÑO Índice IPO Índice PDO	Modo NIÑO Índice NAO Índice IPO	Modo NIÑO Índice NAO Índice IPO Modo IPO Sul	Índice NAO Modo AMO Índice IPO	Índice AMO Índice IPO

Negrito: $0,00 \leq NS \leq 0,05$. **Normal:** $0,05 < NS \leq 0,10$. **Itálico:** $0,10 < NS \leq 0,15$.

Observações: Em princípio, são colocados na tabela os modos e índices que apresentaram os maiores valores de correlação, com $0,00 \leq NS \leq 0,05$. Outros modos e índices são colocados somente se seus valores de correlação forem também expressivos e da mesma categoria de NS. Modos e índices com correlações de NS de categoria inferior (entre as duas outras listadas acima) são colocados somente se o coeficiente de correlação for também expressivo ou se não houver correlação com NS de maior categoria. Quando tanto o modo de TSM Niño como o índice Niño 3.4 são significativamente correlacionados com as vazões, apenas o modo de TSM Niño é mencionado.

O modo de TSM Niño foi o maior responsável por variações na precipitação e na vazão de todas as bacias, não apenas nas escalas interanuais, mas também decadais e nas interdecadais de menor período. Nestes períodos menores que 20 anos, há geralmente certa coerência entre a variabilidade da precipitação e da vazão, embora elas não tenham sempre a mesma importância nas DEPs e nas IMFs. Também não é possível exigir esta coerência aqui porque as séries de precipitação e vazão têm tamanhos diferentes, às vezes cobrindo períodos bem diversos.

Nas escalas interdecadais não é possível separar apenas uma ou duas oscilações climáticas responsáveis pelas flutuações da precipitação, pois há efeitos superpostos e as séries não são suficientemente longas para fazer tal separação. Na realidade, mesmo para as vazões aparecem várias oscilações climáticas apresentando alta correlação com IMFs de vazão em escalas interdecadais, como mostra o quadro resumo para as vazões (Tabela 27). Além de algumas séries serem relativamente curtas, nestas escalas temporais as IMFs são modos bastante suavizados, o que facilita a obtenção de grandes valores de correlações e dificulta a estimação de suas significâncias.

A suposição de que variações na chuva são repetidas na vazão não é completamente verdadeira em grandes bacias, especialmente aquelas que abrangem regiões climáticas diferentes. Nem todos os sinais presentes na precipitação são refletidos na vazão e vice-versa. Pode-se verificar que há mais energia nas escalas de tempo mais longas nas DEPs das vazões se comparadas com as DEPs das precipitações. Para a bacia do Paraguai, por exemplo, há heterogeneidade de variações climáticas e, além disto, há maior defasagem nesta bacia entre precipitação na parte norte e a vazão em Puerto Bermejo. Portanto, os resultados obtidos para esta vazão devem ser olhados com reservas. Contudo, como a contribuição da Bacia do Paraguai em Corrientes é bem menor que a do resto da bacia do Paraná, na parte leste, e mesmo que as considerações acima possam ser feitas em menor grau para outras bacias, os resultados obtidos são razoavelmente coerentes com o conhecimento prévio de variações climáticas na Bacia do Paraná e podem ser úteis.

A periodicidade de 7-9 anos, forte tanto na precipitação como na vazão, parece ser mais devida a ENSO e a IPO do que a NAO, ao contrário do que foi considerado em estudos anteriores (ANTICO; SCHLOTTHAUER; TORRES, 2014; ANTICO; TORRES; DIAZ, 2016). Na vazão de Corrientes, esta forte variabilidade decadal de 7-9 anos parece provir da parte leste da bacia, pois é muito mais forte em Posadas do que em Puerto Bermejo.

É possível verificar, pela comparação das vazões em Puerto Bermejo e Posadas que a variabilidade interdecadal, embora existente nas duas, é mais intensa na Bacia do Paraguai (Puerto Bermejo). Isto é coerente com os resultados de Grimm e Saboia (2015), pois o modo de variabilidade interdecadal de verão que melhor descreve a variabilidade na bacia do Paraná é o modo 2 naquele estudo, que tem mais fortes componentes a oeste, sobre a Bacia do Paraguai.

Os resultados confirmam algumas conclusões de Antico, Schlotthauer e Torres (2014), obtidas com o CEEMDAN, mas não todas. As escalas de tempo das IMFs obtidas são semelhantes, mas há diferenças. Neste estudo foram obtidas 9 IMFs, além da IMF residual. Antico, Schlotthauer e Torres (2014) obtiveram 10, porque duas delas são relativas ao mesmo período intra-anual, que foram juntadas numa só pelo método usado aqui, o que representa redução de modos espúrios que aparecem no uso do CEEMDAN (FLANDRIN; GONCALVES, 2004; COLOMINAS; SCHLOTTHAUER; TORRES, 2014). Além disto, duas das IMFs de Antico, Schlotthauer e Torres (2014) tem períodos em torno de 3 anos e 4,7-5,1 anos, enquanto as correspondentes IMFs neste estudo tem período em torno de 2,2-2,5 anos e 4,7-5,1 anos, produzindo uma melhor separação da banda bianual e de 3-6 anos, ambas associadas a ENSO.

É importante ainda ressaltar diferenças quanto à atribuição da variabilidade em algumas es-

calas de tempo. Enquanto Antico, Schlotthauer e Torres (2014) atribuem a periodicidade de 7-9 anos unicamente a NAO, aqui foi verificado que o modo de TSM ENSO provavelmente tem papel mais preponderante. Além disto, naquele artigo a variabilidade interdecadal de mais longo período foi atribuída somente a IPO, enquanto aqui foi verificada também a importância do modo AMO, podendo ainda ser estudada a relação com o modo SAM.

O efeito de variações climáticas sobre a composição dos eventos extremos é mais visível em bacias com impactos bem definidos de variações climáticas, o que fica claro se houver uniformidade de forçantes climáticas de uma dada escala temporal na bacia. Estas contribuições em períodos maiores que o anual também ficam mais perceptíveis nas vazões que nas precipitações, caso em que variações de alta frequência acabam suavizadas.

A respeito da aplicação da decomposição em modos empíricos no estudo de variabilidade climática em séries reais pelo uso do ICEEMDAN, ficou clara a importância do conhecimento de padrões espaciais de influência na área de estudo. E, pelos resultados, também foi esclarecido que conclusões mais assertivas podem ser feitas para as IMFs intermediárias da decomposição. Estas, além de terem a melhor localização simultânea no tempo e na frequência (TARY et al., 2014), e de não serem tão afetadas por *aliasing* como as IMFs do início da decomposição, também não possuem excessiva suavização como as IMFs do final da decomposição, o que facilita a investigação de relações com outros modos e sua significância.

5.3.7 Tendências nas séries estudadas

A Figura 79 mostra as IMFs residuais obtidas pelo ICEEMDAN para todas as séries estudadas. A IMF residual é o componente obtido do último estágio da decomposição.

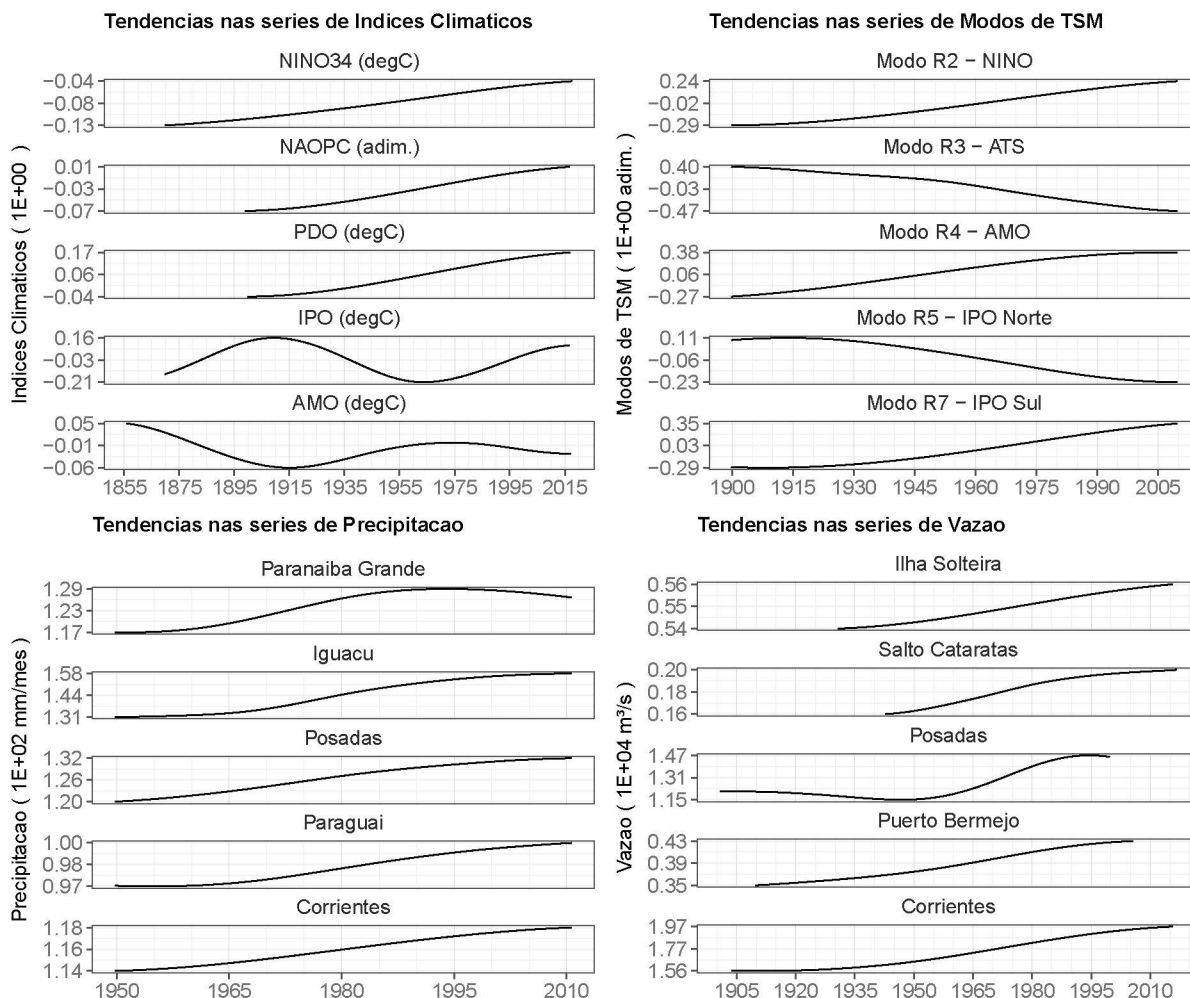


Figura 79 – Tendências nas séries de índices climáticos (painel superior esquerdo), modos de TSM (painel superior direito), precipitação (painel inferior esquerdo) e vazão (painel inferior direito).

No ICEEMDAN, a cada estágio atual da decomposição, o resíduo do estágio anterior serve de sinal de entrada (COLOMINAS; SCHLOTTHAUER; TORRES, 2014). Conforme as premissas do EMD (item 3.2.4), que faz parte do ICEEMDAN, utilizado nesta dissertação, para ser decomposto, um sinal deve conter pelo menos dois extremos - um máximo e um mínimo. Pode ainda ser um sinal isento de extremos, que contenha pontos de inflexão, podendo ser diferenciado uma ou mais vezes para revelar os extremos. Este último caso não é característico das séries temporais em estudo, as quais são cheias de extremos.

A cada novo estágio da decomposição pelo ICEEMDAN, o sinal (resíduo atual) deve satisfazer à esta premissa do EMD, do contrário a decomposição é encerrada. No entanto, se ao iniciar o novo estágio da decomposição o resíduo atual satisfizer a condição de IMF, então a decomposição também é encerrada. Para que um sinal seja considerado uma IMF, o número de extremos (máximos mais mínimos) e o número de cruzamentos do zero devem diferir no máximo de 1, ou ainda, a média local, definida como a média entre as envoltórias superior e inferior, deve ser zero (COLOMINAS; SCHLOTTHAUER; TORRES, 2014).

A IMF residual, ou componente obtido como resíduo da decomposição, é aquela que ou não satisfaz a premissa necessária à decomposição ou já satisfaz o critério de IMF antes que se inicie a decomposição no estágio atual, não havendo necessidade de decompô-la uma vez mais. Este esquema deflacionário de obtenção dos modos nas variações *completas* do EMD (CEEMDAN e ICEEMDAN) permite a avaliação do critério de parada da decomposição a cada novo estágio, podendo interrompê-la antes, uma vez que as condições de IMF forem satisfeitas (COLOMINAS; SCHLOTTHAUER; TORRES, 2014). Por esta razão, nestas variações do EMD, a IMF residual pode ser desprovida ou não de extremos, como uma tendência ou um modo de escala temporal muito longa.

Para os índices climáticos, as IMFs residuais representam tendências crescentes no período analisado, exceto para os índices IPO e AMO, nos quais as IMFs residuais ainda representam oscilações. Para os modos de TSM, todas as IMFs representam tendências no período de estudo (1900-2010), algumas crescentes e outras decrescentes.

Nas séries hidrológicas, as IMFs residuais de precipitação mostram tendências crescentes em toda a Bacia do Paraná no período de 1950-2010. Da mesma forma, as IMFs residuais das vazões também apontam crescimento nos períodos analisados.

5.4 Contribuições de oscilações climáticas a extremos no Rio Paraná

Os extremos selecionados para a avaliação das contribuições são apresentados nas figuras do item 5.3. Nos painéis das séries totais destas figuras, também é mostrado o limiar superior escolhido para seleção de extremos máximos, e, embora não sejam mostrados os limiares para seleção de extremos mínimos, seguiu-se o mesmo procedimento, conforme o item 3.2.7.

Por exemplo, os eventos máximos escolhidos para a Bacia do Paranaíba-Grande (Figura 40) excedem o limiar de 2,5 desvios padrões somados à média de longo termo da série. Além disso, IMFs de mesmo período tem suas contribuições somadas por representarem uma única oscilação ou ciclo; por exemplo: tanto a IMF 2 como a IMF 3 da Bacia do Paranaíba-Grande captam o ciclo anual, então a contribuição dele para um evento seria a soma dos valores destas IMFs na data de referência.

A análise de contribuições se concentra em eventos extremos de excesso de precipitação e vazão. Os eventos extremos de escassez são brevemente abordados ao final. Pelos mesmos motivos apresentados no início do capítulo 5, não é dado enfoque à variabilidade intra-anual. Portanto, em todas as contagens são incluídos apenas o ciclo anual e períodos mais longos que este. A variabilidade anual é incluída nesta análise porque sua amplitude é influenciada pela variabilidade climática de outras escalas, como, por exemplo, mencionado no item 5.3.1 para o caso da Bacia do Paranaíba/Grande.

Os eventos mais extremos de vazão e precipitação nem sempre coincidem, porque os períodos analisados são diferentes para as vazões e precipitações e, também, porque uma vazão extrema depende da persistência da chuva (ou da sua escassez), e não apenas de um evento extremo de chuva único.

5.4.1 Bacia do Paranaíba/Grande

(a) Precipitação

A Figura 40 mostra que a maior parte das IMFs de precipitação separadas pelo ICEEMDAN contribuíram para gerar os extremos de precipitação. Neste caso, analisando contribuições de 7 IMFs para 4 eventos extremos (deixando de fora a IMF intra-anual, Figuras 40 e 80), temos 28 contribuições associadas a elas. Destas, apenas 6 são negativas (21% do total), ou seja, não contribuíram positivamente para os extremos.

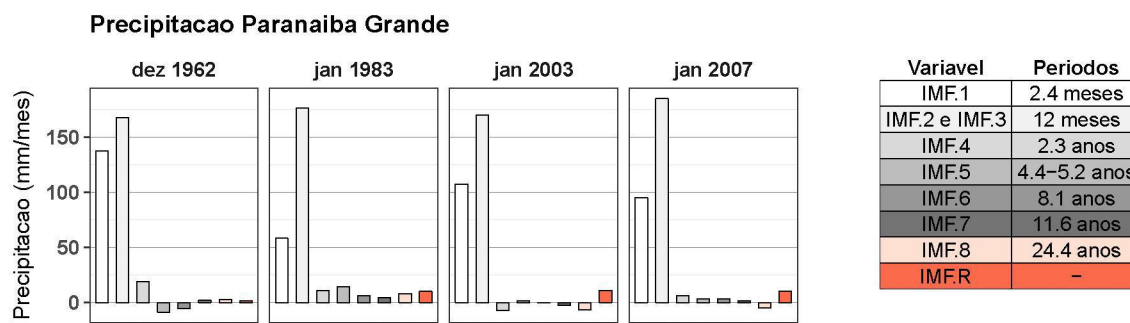


Figura 80 – Extremos máximos de Precipitação na Bacia do Paranaíba/Grande: contribuições das IMFs para cada evento.

Conforme mencionado no item 5.3.1, a Bacia do Paranaíba/Grande (Figura 28) está situada em região próxima da transição entre anomalias opostas de um dipolo de variabilidade da precipitação entre o Centro-Leste e o Sudeste da América do Sul, produzido por diversas oscilações climáticas, não tendo geralmente influência tão forte destas oscilações quanto outras regiões da Bacia do Paraná. Isto explica porque há eventos extremos, ainda que algumas IMFs tenham contribuição negativa, ou contribuam muito pouco.

Nesta bacia, a contribuição da variabilidade anual é muito grande e pode superar a pequena contribuição em sinal contrário de oscilações de menor contribuição, como pode ser visto na Figura 80. A modulação da amplitude do ciclo anual pela variabilidade climática também pode ser muito grande neste local. Por exemplo, os eventos EN/LN (ou outra variabilidade) que produzem forte anomalia na primavera, tendem a ser seguidos por anomalias opostas no verão (GRIMM, 2003; GRIMM, 2004; GRIMM; PAL; GIORGI, 2007; GRIMM; ZILLI, 2009), aumentado ou diminuindo a precipitação de verão e, portanto, a amplitude do ciclo anual. Dessa forma, uma pequena variação na variabilidade anual pode produzir muito mais contribuição a um pico de precipitação do que o saldo de vazão anômala produzido por eventos EN/LN, o que pode ser visto na comparação das IMFs 2 e 3 com as IMFs 4 e 5 (ou de maior período) (Figuras 40 e 80). Mesmo assim, apenas 21% do número das contribuições das IMFs interanuais e de períodos maiores nas várias datas dos eventos extremos foram negativas.

Um exemplo claro desta modulação da amplitude do ciclo anual é o evento extremo de janeiro de 2003. Apesar de ter sido um evento extremo, a contribuição da oscilação quase bianual (IMF4) era negativa, a de El Niño na faixa 3-6 anos (IMF5) foi muito fraca, e a variabilidade decadal na faixa de 7-9 anos teve contribuição nula e a interdecadal foi negativa. Contudo, a contribuição da variabilidade anual foi grande. Na primavera de 2002 houve condições de El Niño (Figura 81, painel superior) e houve anomalia negativa na primavera no Centro-Leste do Brasil (Figura 81, painel inferior esquerdo), incluindo a Bacia do Paranaíba-Grande. Já em janeiro de 2003, houve nesta região chuva acima do normal (Figura 81, painel inferior direito).

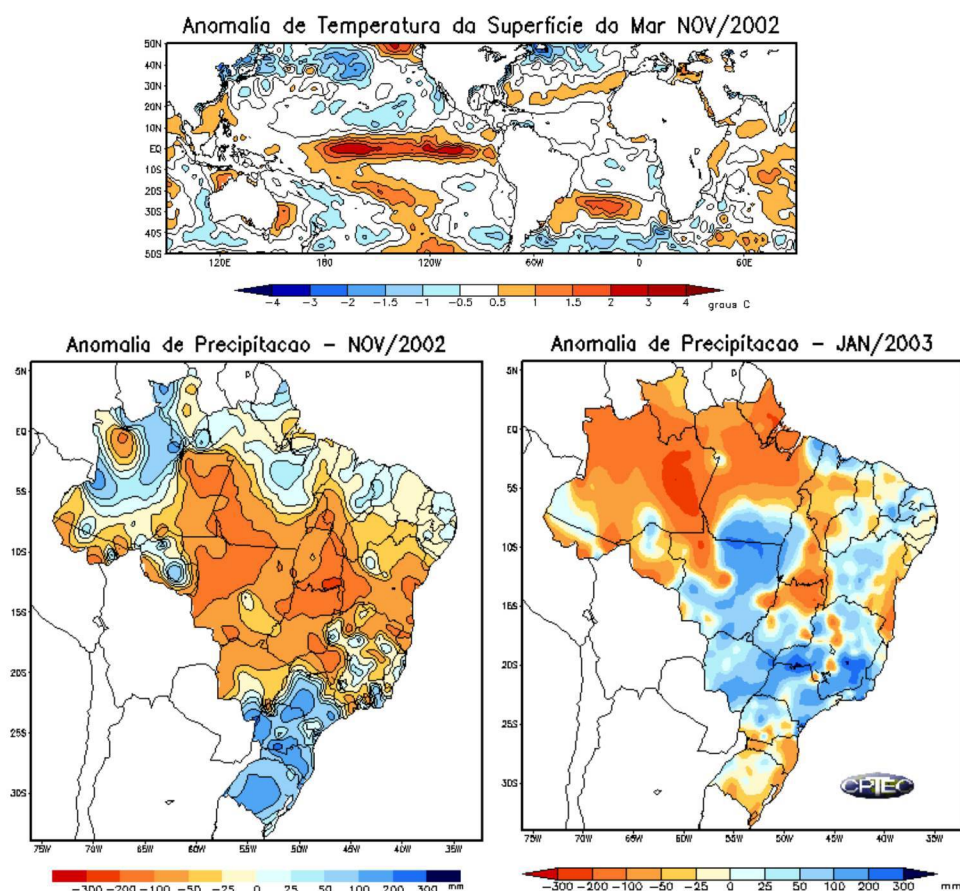


Figura 81 – Painel superior: anomalias de TSM em novembro de 2002; painéis inferiores: anomalias de precipitação em novembro de 2002 (esquerda) e janeiro de 2003 (direita). Fonte: CPTEC.

(b) Vazão

Nas 8 IMFs analisadas, de períodos anual e mais longos, das 32 contribuições aos eventos extremos de vazão, apenas 4 são negativas, e todas estas são de uma mesma oscilação com pequena contribuição (IMF9) (Figuras 43 e 82), ou seja, apenas 13% das contribuições foram negativas, um percentual menor que o observado nas precipitações. Isto demonstra que quando a variabilidade de maior frequência (intra-anual e anual) tem menor importância relativa, como nas vazões em relação às precipitações, a contribuição das oscilações climáticas a eventos extremos torna-se ainda mais relevante (comparar as Figuras 80 e 82).

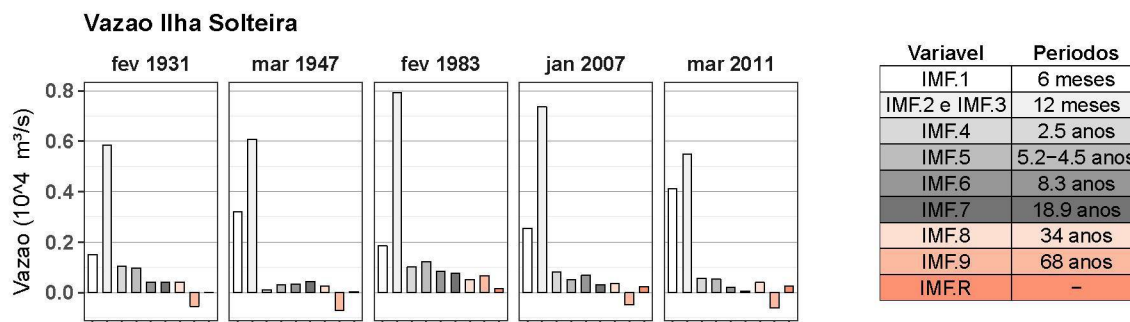


Figura 82 – Extremos máximos de Vazão na Bacia do Paranaíba/Grande: contribuições das IMFs para cada evento.

5.4.2 Bacia do Iguaçu

(a) Precipitação

Como mencionado no item 5.3.2, a Bacia do Iguaçu (Figura 28) está localizada em região sob influência significativa de ENSO (GRIMM, 2003; GRIMM, 2004) e a contribuição da IMF do ciclo anual é bem menor que na Bacia do Paranaíba-Grande e é até menor que a do período semi-anual (Figuras 48 e 83). Além disso, não ocorre o efeito descrito para a Bacia do Paranaíba-Grande, de tendência a anomalias opostas entre primavera e verão, embora o ciclo anual e oscilações intra-anuais possam ser influenciadas por variações climáticas. Portanto, na Bacia do Iguaçu é maior a influência das oscilações climáticas.

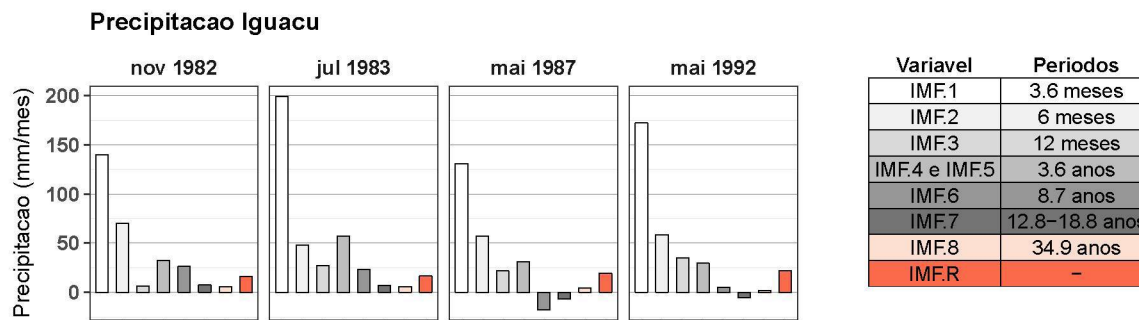


Figura 83 – Extremos máximos de Precipitação na Bacia do Iguaçu: contribuições das IMFs para cada evento.

Nas 6 IMFs de períodos anual e mais longos, das 24 contribuições aos eventos extremos de precipitação, apenas 3 são negativas, ou seja, 12%. No evento mais extremo, em julho de 1983, todas as contribuições foram positivas (assim como em novembro de 1982) (Figuras 48 e 83).

(b) Vazão

Entre as 7 IMFs de períodos anual e mais longos, das 28 contribuições aos 4 eventos extremos de vazão, apenas 4 são negativas, todas da mesma oscilação de mais baixa energia (IMF8+9), totalizando 14%. Contudo, embora o percentual do número de contribuições negativas seja praticamente o mesmo que para as precipitações, a proporção de vazão contribuída para estes eventos extremos por oscilações de períodos maiores que 1 ano em relação às frequências mais altas é maior (comparar as Figuras 83 e 84).

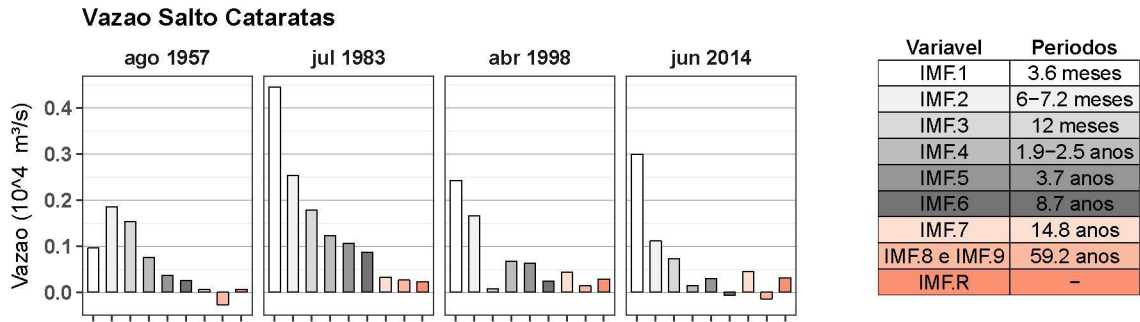


Figura 84 – Extremos máximos de Vazão na Bacia do Iguaçu: contribuições das IMFs para cada evento.

5.4.3 Bacia contribuinte à vazão em Posadas

(a) Precipitação

Entre as 7 IMFs de períodos anual e mais longos, das 28 contribuições aos 4 eventos extremos, 5 são negativas (18%), associadas às duas oscilações de mais baixa contribuição (Figuras 57 e 85), um percentual mais próximo ao da Bacia do Paranaíba-Grande do que da Bacia do Iguaçu, tendo em vista a relativa heterogeneidade desta bacia em relação à Bacia do Iguaçu.

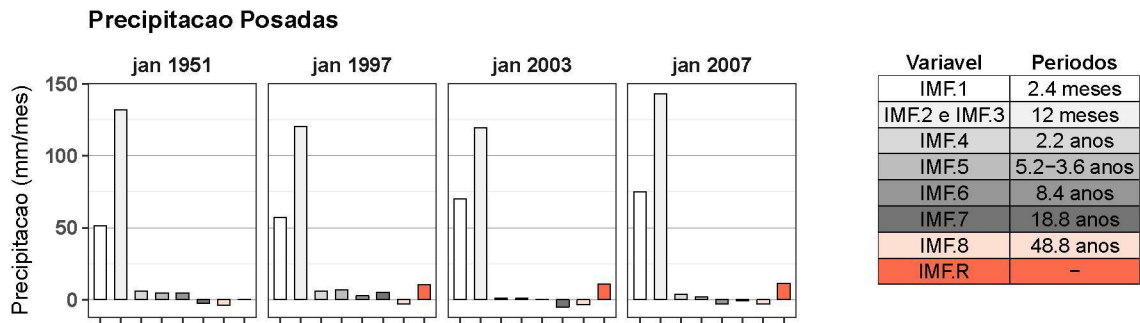


Figura 85 – Extremos máximos de Precipitação na Bacia de Posadas: contribuições das IMFs para cada evento.

(b) Vazão

Entre as 7 IMFs de períodos anual e mais longos, das 28 contribuições aos 4 eventos extremos, apenas 1 é negativa (3,6%) (Figuras 62 e 86), o menor percentual até agora. Também a contribuição proporcional de vazões associadas com oscilações de períodos maiores que 1 ano em relação a períodos iguais ou menores é comparável com a da Bacia do Iguaçu (Figura 84). Isto se explica pela maior área de contribuição, que acaba diminuindo a importância relativa da contribuição das oscilações de menor período.

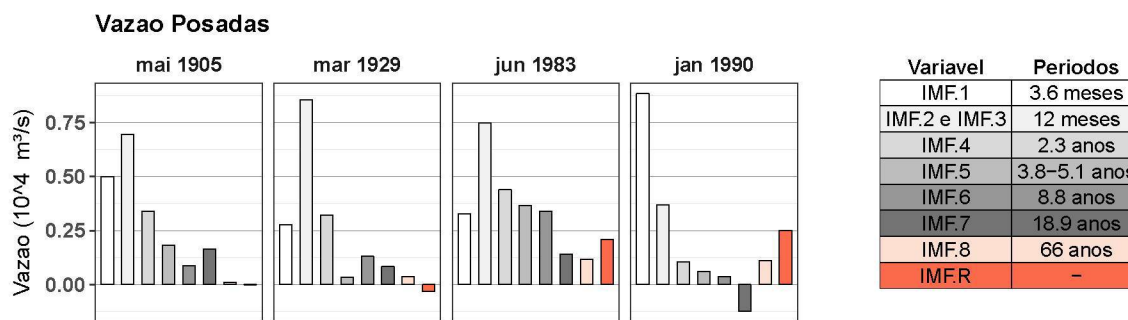


Figura 86 – Extremos máximos de Vazão na Bacia de Posadas: contribuições das IMFs para cada evento.

5.4.4 Bacia do Paraguai

(a) Precipitação

Conforme mencionado no item 5.3.4, a Bacia do Paraguai tem relativamente baixa coerência espacial e baixa significância dos impactos do ENSO nesta bacia durante a estação chuvosa, a não ser na parte sul da bacia. Isto difere do observado na Bacia de Posadas (GRIMM, 2003; GRIMM, 2004). Nas 7 IMFs de períodos anual e mais longos, das 28 contribuições aos 4 eventos extremos, 5 são negativas (18%), comparável ao comportamento na Bacia contribuinte a Posadas (Figuras 67 e 87).

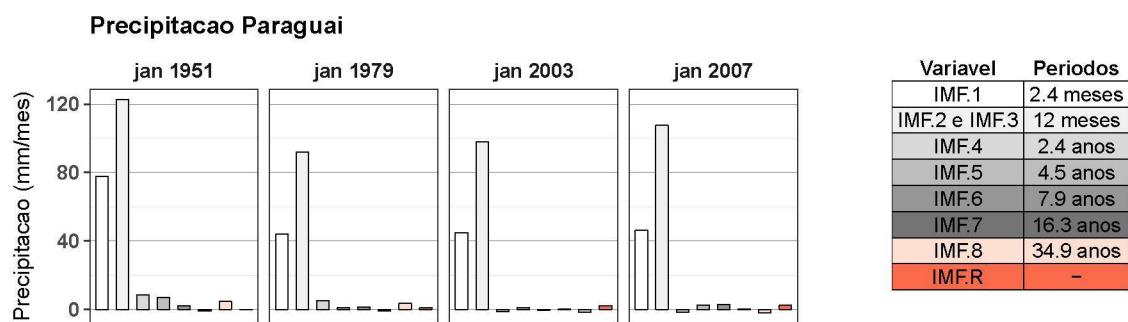


Figura 87 – Extremos máximos de Precipitação na Bacia do Paraguai: contribuições das IMFs para cada evento.

(b) Vazão

Nas 8 IMFs analisadas, de períodos anual e mais longos, das 32 contribuições aos eventos extremos de vazão, apenas 3 são negativas (9,3%, Figura 70). A contribuição proporcional de vazões associadas com oscilações de períodos maiores, especialmente interdecadais, é a maior entre todas as bacia (Figura 88). Este comportamento é devido não apenas à grande área de contribuição desta bacia e seu tempo de resposta longo, mas também ao fato de que ela contém os maiores componentes de um importante modo de variabilidade climática interdecadal (GRIMM; SABOIA, 2015).

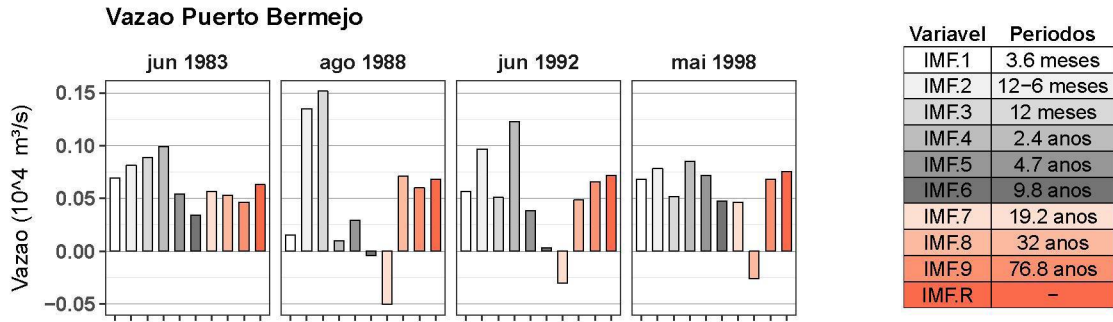


Figura 88 – Extremos máximos de Vazão na Bacia do Paraguai: contribuições das IMFs para cada evento.

5.4.5 Bacia contribuinte à vazão em Corrientes

(a) Precipitação

Entre as 7 IMFs analisadas, de períodos anual e mais longos, das 28 contribuições aos eventos extremos de precipitação, 7 são negativas (25%), a maior proporção até agora (Figuras 71 e 89), o que é explicado pela heterogeneidade da bacia, que compreende todas as outras. A contribuição relativa de oscilações com períodos maiores que 1 ano é pequena.

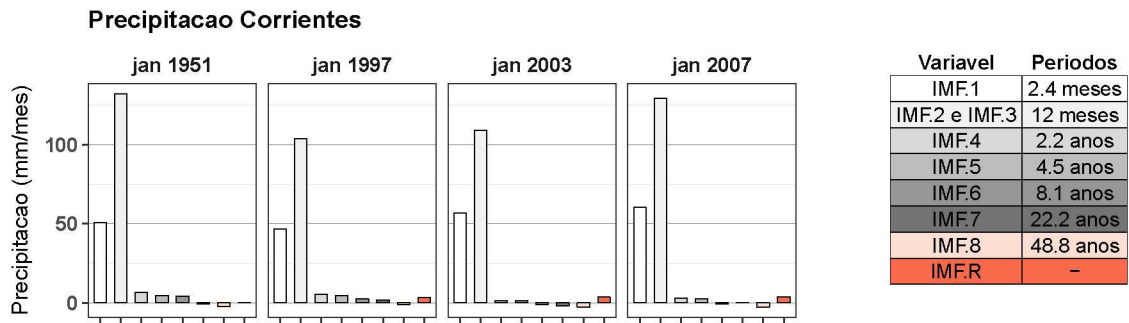


Figura 89 – Extremos máximos de Precipitação na Bacia de Corrientes: contribuições das IMFs para cada evento.

(b) Vazão

Nas 8 IMFs analisadas, de períodos anual e mais longos, das 32 contribuições aos eventos extremos de vazão, apenas 3 são negativas (9,3%) (Figura 73). Embora a contribuição proporcional de vazões associadas com oscilações de períodos maiores seja grande em relação a outras bacias, ela é de natureza diferente daquela mostrada na Bacia do Paraguai, privilegiando as contribuições das oscilações interanuais e decadais, especialmente as relacionadas com ENSO (Figura 90).

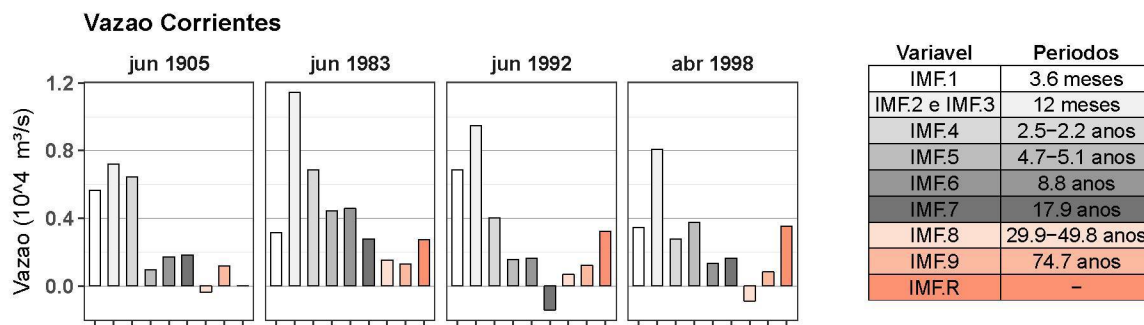


Figura 90 – Extremos máximos de Vazão na Bacia de Corrientes: contribuições das IMFs para cada evento.

5.4.6 Eventos extremos mínimos

Aqui são feitos breves comentários acerca dos extremos mínimos, sendo apresentados apenas mínimos de vazão (Figura 91), devido à maior importância de oscilações de maior escala temporal que em relação à precipitação.

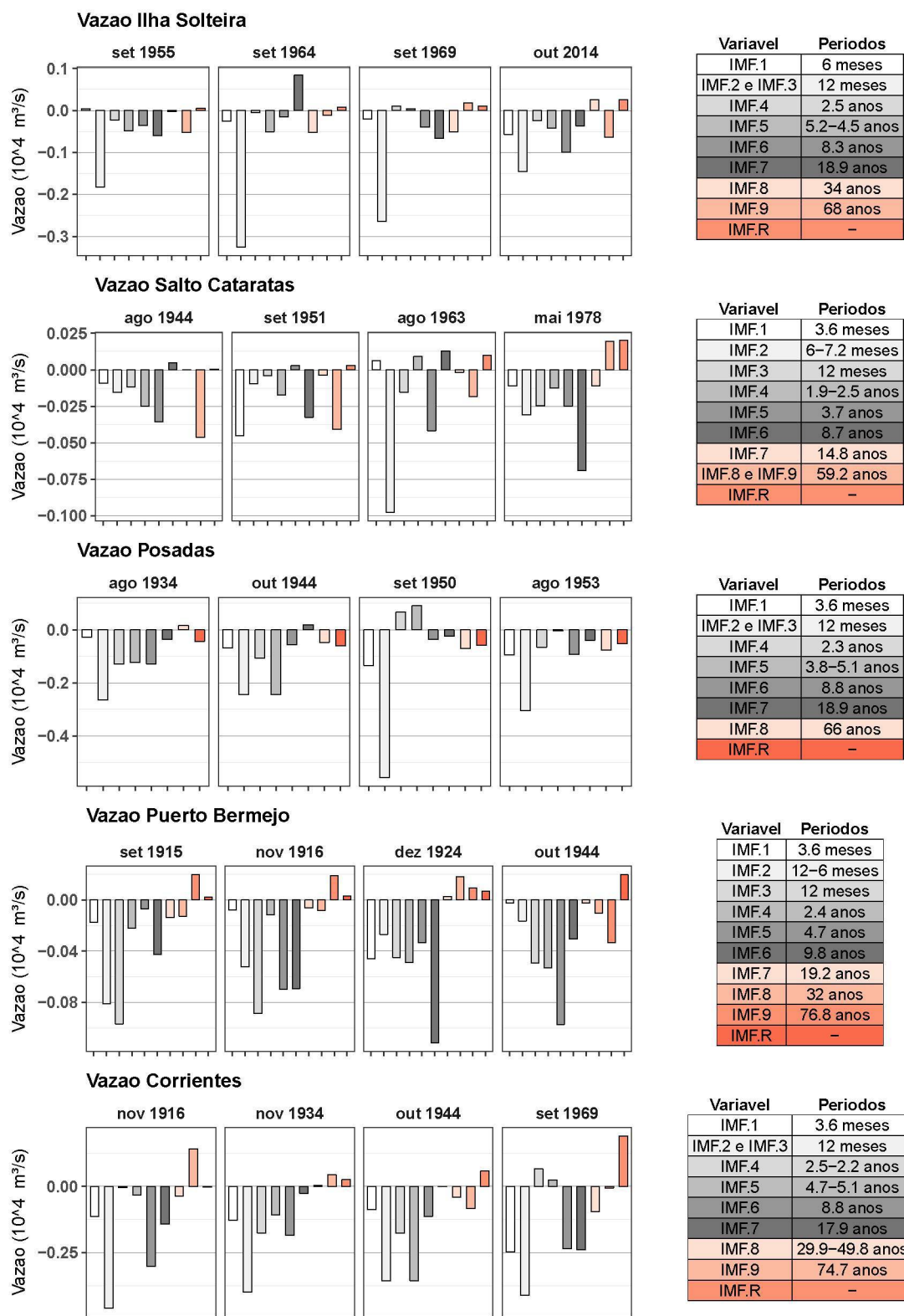


Figura 91 – Extremos mínimos de Vazão nas áreas de estudo: contribuições, em cada área, das IMFs para cada evento.

Nos eventos extremos mínimos da vazão em Ilha Solteira, da Bacia do Paranaíba/Grande, o ciclo anual exerce a principal contribuição, assim como para eventos extremos máximos. Em setembro de 1955 e outubro de 2014, no entanto, as contribuições negativas de oscilações de períodos maiores possuem magnitudes mais semelhante às contribuições do ciclo anual. A oscilação que mais se aproxima da contribuição do ciclo anual é a IMF6 (8-9 anos), que nesta bacia é identificada como influência da ENSO. No período analisado (1931-2015, Figura 43), é possível observar momentos como a década de 50 em que a contribuição do ciclo anual é muito pequena (IMFs 2 e 3). Nos mínimos da década de 50 e de 2014, com exceção da IMF8 (30-40 anos) e da tendência crescente nas séries hidrológicas, a maior parte das oscilações contribui muito pouco ou negativamente.

Em Salto Cataratas, 3 entre os 4 mínimos mais críticos antecedem a década de 70 e envolvem uma importante contribuição negativa de oscilações de mais longo período (IMFs 8+9), combinadas à contribuição negativa ou quase nula de IMFs associadas à ENSO (IMFs de 4 a 6), que, conforme mencionado no item 5.3.2, têm forte influência nesta área. No mínimo de 1978, esta contribuição de mais longa duração estava próxima de seu ápice positivo (IMFs 8+9), porém, houve a combinação de contribuições negativas de todas as IMFs mais associadas à influência de ENSO e, principalmente, da IMF6 (8-9 anos) também relacionada à NAO.

A série de vazão de Posadas se encerra em 1999, não inclui o ano de 2014. Assim como na Bacia do Paranaíba/Grande, a contribuição negativa do ciclo anual é muito importante para formação dos mínimos. Porém em 1934 e 1944, os mínimos têm comportamentos mais semelhantes à Bacia do Iguaçu, devido à forte contribuição negativa de IMFs associadas principalmente à ENSO (IMFs de 4 a 6), não sendo coincidente com um trecho de tão forte redução nas vazões de Ilha Solteira.

A série de vazão de Puerto Bermejo, é bastante interessante por apresentar extremos tanto máximos quanto mínimos com persistência muito forte de oscilações de períodos maiores, como a IMF6 quase-decadal associada à ENSO. Esta série (painel da série total, Figura 70), é o exemplo mais claro, dentre as séries estudadas, do agrupamento de extremos mencionado nas hipóteses da presente dissertação. O nível desta série difere claramente antes e depois da década de 70, sendo que todos os mínimos se concentram no período que antecede, e todos os máximos estão no período que sucede. A combinação das IMFs de 7 a 9, associadas à oscilações mais longas no Pacífico e à NAO (IMF8), é responsável por este efeito no nível. Porém, os mínimos que antecedem a década de 30 estavam sob a influência positiva da IMF9 e quase neutra das IMFs 7 e 8. Isto mostra que a contribuição combinada das oscilações associadas à ENSO (IMFs de 4 a 6) foram mais importantes neste período, mesmo com períodos não tão significativos na DEP, relativamente aos demais picos (Figura 70).

As forçantes climáticas que atuam nas demais bacias têm seus efeitos diluídos ou concentrados em Corrientes. Por exemplo, o mínimo de 1944 em Corrientes, é um mínimo selecionado entre todas as séries, exceto em Ilha Solteira, na qual há também um mínimo devido à contribuição negativa do ciclo anual (IMFs 2 e 3), de duas das três IMFs mais associadas à ENSO (IMFs 4 e 5), e da IMF9 associada à AMO, porém, não tão crítico quanto os demais mínimos selecionados nesta série. Neste mínimo de 1944 o grande efeito local da IMF5 de ENSO (4-5 anos) em Puerto Bermejo é diluído em Corrientes, já que as contribuições das demais escalas temporais de ENSO (QB e 3-4 anos) e do ciclo anual estão presentes em todas as demais áreas, as quais contribuem muito mais para a vazão.

Na análise da contribuição das IMFs de chuva e vazão aos eventos extremos mínimos e máximos conclui-se que as oscilações de maior frequência e o ciclo anual tem maior importância. Isto é compreensível, principalmente em regiões com pronunciado ciclo anual, pois é muito improvável haver eventos extremos de chuva e vazão na estação seca em bacias com estações seca e chuvosa bem definidas, como nas regiões com regime de monção. Contudo, não se pode cair no erro de concluir que

os modos climáticos não tenham importância na formação destes extremos. Deve-se inclusive lembrar que a amplitude do ciclo anual (que é variável na IMF correspondente) é fortemente influenciada pelas oscilações climáticas. Por exemplo, na Bacia do Paranaíba-Grande, ENSO tende a produzir anomalias de chuva opostas na primavera e verão, e isto aumenta ou diminui a amplitude do ciclo anual. Embora com menor intensidade, isto ocorre também em outras bacias, inclusive na Bacia do Iguaçu, onde El Niño produz grandes anomalias na primavera, aumentando a amplitude do ciclo anual. Como as oscilações climáticas produzem impactos diferentes em diferentes estações do ano, este efeito pode ocorrer em qualquer bacia.

6 Conclusão e Recomendações

6.1 Conclusão

O propósito desta dissertação consistiu no estudo da variabilidade climática em séries hidrometeorológicas de vazão e precipitação, visando sua identificação, o esclarecimento de sua origem e de sua contribuição para eventos extremos históricos ou de magnitude "rara". A motivação para a consideração deste tema, surgiu da possibilidade de visualizar as impressões digitais dos fenômenos causais dentro das séries temporais que costumeiramente utilizamos em diversos fins. O trabalho possui um viés físico e sugere o uso de ferramentas que considerem os processos causais da variável amostrada. A premissa de que as séries temporais são formadas da soma de diferentes ciclos, costumeiramente utilizada na aplicação de análises espectrais, é amplamente divulgada neste trabalho.

A partir deste estudo, algumas conclusões importantes podem ser inferidas e são destacadas a seguir:

- O modo de TSM Niño foi o maior responsável por variações na precipitação e na vazão de todas as bacias, não apenas nas escalas interanuais, mas também decadais e nas interdecadais de menor período.
- Nas escalas interdecadais não é possível separar apenas uma ou duas oscilações climáticas responsáveis pelas flutuações da precipitação, por diversas razões: presença de efeitos superpostos, séries não são suficientemente longas; além de que, nestas escalas temporais, as IMFs são modos bastante suavizados, o que facilita a obtenção de grandes valores de correlações e dificulta a estimação de suas significâncias.
- A suposição de que variações na chuva são repetidas na vazão não é completamente verdadeira em grandes bacias, especialmente aquelas que abrangem regiões climáticas diferentes. Pode-se verificar que há mais energia nas escalas de tempo mais longas nas DEPs das vazões se comparadas com as DEPs das precipitações.
- A periodicidade de 7-9 anos, forte tanto na precipitação como na vazão, parece ser mais devida a ENSO e a IPO do que a NAO, ao contrário do que foi considerado em estudos anteriores (ANTICO; SCHLOTTHAUER; TORRES, 2014; ANTICO; TORRES; DIAZ, 2016). Na vazão de Corrientes, esta forte variabilidade decadal de 7-9 anos parece provir da parte leste da bacia, pois é muito mais forte em Posadas do que em Puerto Bermejo.
- É possível verificar, pela comparação das vazões em Puerto Bermejo e Posadas que a variabilidade interdecadal, embora existente nas duas, é mais intensa na Bacia do Paraguai (Puerto Bermejo).
- Os resultados confirmam algumas conclusões de Antico, Schlotthauer e Torres (2014), obtidas com o CEEMDAN, mas não todas. As escalas de tempo das IMFs obtidas são semelhantes, mas há diferenças, como a redução de modos espúrios e melhor separação das escalas temporais.
- Há também diferenças em relação a Antico, Schlotthauer e Torres (2014) quanto à atribuição da origem para a variabilidade em algumas escalas de tempo nas séries hidrometeorológicas.
- Na análise da contribuição das IMFs de chuva e vazão aos eventos extremos conclui-se que as oscilações de maior frequência e o ciclo anual tem maior importância.

- O efeito de variações climáticas sobre a composição dos eventos extremos é mais visível em bacias com impactos bem definidos de variações climáticas, o que fica claro se houver uniformidade de forçantes climáticas de uma dada escala temporal na bacia.
- No uso do ICEEMDAN, conclusões mais assertivas podem ser sempre feitas para as IMFs intermediárias da decomposição, devido à sua melhor localização simultânea no tempo e na frequência (TARY et al., 2014).

Todos os pontos levantados contribuem para o aceite das hipóteses desta dissertação. De fato, métodos de análise espectral em geral são melhor aplicados em séries temporais hidrometeorológicas quando há uma separação clara das oscilações de diferentes escalas temporais também no espaço. Como observado principalmente para a periodicidade de 7-9 anos, algumas periodicidades são comuns a mais de uma possível origem. E, por fim, o agrupamento temporal de extremos pode ser demonstrado em algumas situações, o que afeta a premissa de independência adotada em algumas análises.

6.2 Recomendações a estudos futuros

A presente dissertação dá enfoque à visualização da variabilidade climática em séries hidrometeorológicas. Sugere-se ainda a discussão de itens importantes à aplicação do conceito de variabilidade climática no contexto de utilização das séries hidrometeorológicas:

1. A variabilidade climática contemplada em modelos estocásticos: quanto da persistência presente em séries de vazão é preservada durante a aplicação de um modelo? Dado o objetivo da modelagem, seja este a geração de séries sintéticas para um estudo de possíveis cenários de vazão; previsões de curto, médio ou longo prazo; estimativas de eventos extremos de magnitude diferenciada, ou ainda outros: como garantir que os ciclos importantes para o objetivo de estudo sejam representados pelo modelo?
2. Como entender as premissas de estacionariedade, independência e ergodicidade tendo em mente a variabilidade climática?
3. Como melhor inferir acerca da incerteza em estimativas a partir de séries hidrometeorológicas ao considerar a variabilidade climática? Conhecendo os principais ciclos presentes em uma série hidrometeorológica e dadas as suas possíveis origens (também monitoradas por séries temporais): é possível reduzir a incerteza associada a estimativas feitas com base nesta série hidrometeorológica?
4. Como melhor estudar o efeito das mudanças climáticas, podendo quantificá-lo em séries hidrometeorológicas sem omitir a presença e interação das diferentes oscilações que compõem a variabilidade climática destas séries.
5. A variabilidade climática intra-anual, não contemplada nesta dissertação, está presente nas séries hidrometeorológicas e têm grande importância em aplicações de curto e médio prazo. Ela pode ser estudada com a mesma sequência de métodos apresentados nesta dissertação, porém com séries em escalas temporais superiores à escala mensal, como a escala diária e a semanal.

Todos estes assuntos continuam em aberto para novas (e também antigas) discussões.

Referências

- ANA. *Inventário de Estações Fluviométricas*. [S.I.], 2009.
- ANA. *Sistema de Informações Hidrológicas - HidroWeb e Sistema Nacional de Informações sobre Recursos Hídricos - SNIRH*. 2017. Disponível em: <<http://hidroweb.ana.gov.br/>>.
- ANDERSON, R. J.; SANTOS, N. d. F. R. dos; DIAZ, H. F. *An Analysis of Flooding in the Paraná/Paraguay River Basin*. [S.I.], 1993.
- ANTICO, A.; SCHLOTTHAUER, G.; TORRES, M. Analysis of hydroclimatic variability and trends using a novel empirical mode decomposition: application to the paraná river basin. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 119, n. 3, p. 1218–1233, 2014.
- ANTICO, A.; TORRES, M. E.; DIAZ, H. F. Contributions of different time scales to extreme paraná floods. *Climate Dynamics*, Springer Berlin Heidelberg, v. 46, n. 11, p. 3785–3792, 2016.
- BIONDI, F.; GERSHUNOV, A.; CAYAN, D. R. North pacific decadal climate variability since 1661. *Journal of Climate*, v. 14, n. 1, p. 5–10, 2001.
- BLACKMAN, R. B.; TUKEY, J. W. *The measurement of power spectra*. Dover Publications Inc., 1958.
- BOX, G. E.; JENKINS, G. M.; REINSEL, G. C.; LJUNG, G. M. *Time series analysis: forecasting and control*. [S.I.]: John Wiley & Sons, 2015.
- CARVALHO, L. M.; JONES, C.; AMBRIZZI, T. Opposite phases of the antarctic oscillation and relationships with intraseasonal to interannual activity in the tropics during the austral summer. *Journal of climate*, v. 18, n. 5, p. 702–718, 2005.
- COLOMINAS, M. A.; SCHLOTTHAUER, G.; TORRES, M. E. Improved complete ensemble emd: A suitable tool for biomedical signal processing. *Biomedical Signal Processing and Control*, Elsevier, v. 14, p. 19–29, 2014.
- COLOMINAS, M. A.; SCHLOTTHAUER, G.; TORRES, M. E.; FLANDRIN, P. Noise-assisted emd methods in action. *Advances in Adaptive Data Analysis*, World Scientific, v. 4, n. 04, p. 1250025, 2012.
- COOK, E. R.; D'ARRIGO, R. D.; BRIFFA, K. R. A reconstruction of the north atlantic oscillation using tree-ring chronologies from north america and europe. *The Holocene*, Sage Publications Sage CA: Thousand Oaks, CA, v. 8, n. 1, p. 9–17, 1998.
- DELWORTH, T. L.; MANN, M. E. Observed and simulated multidecadal variability in the northern hemisphere. *Climate Dynamics*, Springer, v. 16, n. 9, p. 661–676, 2000.
- DETZEL, D. H. M. *Modelagem de séries hidrológicas: uma abordagem de múltiplas escalas temporais*. Tese (Doutorado) — Programa de Pós Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Ambiental da Universidade Federal do Paraná, 2015. Disponível em: <<http://acervodigital.ufpr.br/handle/1884-41305>>.
- DIMA, M.; LOHMANN, G. Fundamental and derived modes of climate variability: concept and application to interannual time-scales. *Tellus A*, Wiley Online Library, v. 56, n. 3, p. 229–249, 2004.
- EBISUZAKI, W. A method to estimate the statistical significance of a correlation when the data are serially correlated. *Journal of Climate*, v. 10, n. 9, p. 2147–2153, 1997.
- ENFIELD, D. B.; MESTAS-NUÑEZ, A. M.; MAYER, D. A.; CID-SERRANO, L. How ubiquitous is the dipole relationship in tropical atlantic sea surface temperatures? *Journal of Geophysical Research: Oceans*, Wiley Online Library, v. 104, n. C4, p. 7841–7848, 1999.
- ENFIELD, D. B.; MESTAS-NUÑEZ, A. M.; TRIMBLE, P. J. The atlantic multidecadal oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental us. *Geophysical Research Letters*, Wiley Online Library, v. 28, n. 10, p. 2077–2080, 2001.

- FLANDRIN, P.; GONCALVES, P. Empirical mode decompositions as data-driven wavelet-like expansions. *International Journal of Wavelets, Multiresolution and Information Processing*, World Scientific, v. 2, n. 04, p. 477–496, 2004.
- GILMAN, D. L.; FUGLISTER, F. J.; JR, J. M. M. On the power spectrum of “red noise”. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 20, n. 2, p. 182–184, 1963.
- GRIMM, A. M. The el niño impact on the summer monsoon in brazil: regional processes versus remote influences. *Journal of Climate*, v. 16, n. 2, p. 263–280, 2003.
- GRIMM, A. M. How do la niña events disturb the summer monsoon system in brazil? *Climate Dynamics*, Springer, v. 22, n. 2-3, p. 123–138, 2004.
- GRIMM, A. M. Interannual climate variability in south america: impacts on seasonal precipitation, extreme events, and possible effects of climate change. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, Springer, v. 25, n. 4, p. 537–554, 2011.
- GRIMM, A. M.; LAUREANTI, N. C.; RODAKOVISKI, R. B.; GAMA, C. B. Interdecadal variability and extreme precipitation events in south america during the monsoon season. *Climate Research*, v. 68, n. 2-3, p. 277–294, 2016.
- GRIMM, A. M.; PAL, J. S.; GIORGI, F. Connection between spring conditions and peak summer monsoon rainfall in south america: Role of soil moisture, surface temperature, and topography in eastern brazil. *Journal of Climate*, v. 20, n. 24, p. 5929–5945, 2007.
- GRIMM, A. M.; SABOIA, J. P. Interdecadal variability of the south american precipitation in the monsoon season. *Journal of Climate*, v. 28, n. 2, p. 755–775, 2015.
- GRIMM, A. M.; ZILLI, M. T. Interannual variability and seasonal evolution of summer monsoon rainfall in south america. *Journal of Climate*, v. 22, n. 9, p. 2257–2275, 2009.
- HENLEY, B. J.; GERGIS, J.; KAROLY, D. J.; POWER, S.; KENNEDY, J.; FOLLAND, C. K. A tripole index for the interdecadal pacific oscillation. *Climate dynamics*, Springer, v. 45, n. 11-12, p. 3077–3090, 2015.
- HERDIES, D.; SILVA, A. D.; DIAS, M. S.; FERREIRA, R. Moisture budget of the bimodal pattern of the summer circulation over south america (doi 10.1029/2001jd000997). *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH-ALL SERIES*, AGU AMERICAN GEOPHYSICAL UNION, v. 107, n. 20; SECT 4, p. LBA-42, 2002.
- HUANG, N. E.; SHEN, Z.; LONG, S. R.; WU, M. C.; SHIH, H. H.; ZHENG, Q.; YEN, N.-C.; TUNG, C. C.; LIU, H. H. The empirical mode decomposition and the hilbert spectrum for nonlinear and non-stationary time series analysis. In: THE ROYAL SOCIETY. *Proceedings of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*. [S.l.], 1998. v. 454, n. 1971, p. 903–995.
- HURRELL, J. W.; DESER, C. North atlantic climate variability: the role of the north atlantic oscillation. *Journal of Marine Systems*, Elsevier, v. 79, n. 3-4, p. 231–244, 2010.
- HURRELL, J. W.; LOON, H. V. Decadal variations in climate associated with the north atlantic oscillation. In: *Climatic change at high elevation sites*. [S.l.]: Springer, 1997. p. 69–94.
- INPE. AMBDATA. 2010. Disponível em: <<http://www.dpi.inpe.br/Ambdata>>.
- IRI. *Climate Variability*. 2016. Disponível em: <<http://iri.columbia.edu/our-expertise/climate/climate-variability/>>.
- JENKINS, G. M.; WATTS, D. G. Spectral analysis. Holden-day, 1968.
- KANE, R. Spectral comparison of enso and stratospheric zonal winds. *International journal of climatology*, Wiley Online Library, v. 18, n. 11, p. 1195–1208, 1998.
- KANE, R. Spectral characteristics and enso relationship of the paraná river streamflow. *Mausam*, India Meteorological Department, v. 56, n. 2, p. 367, 2005.
- KAVVADA, A.; RUIZ-BARRADAS, A.; NIGAM, S. Amo's structure and climate footprint in observations and ipcc ar5 climate simulations. *Climate dynamics*, Springer, v. 41, n. 5-6, p. 1345–1364, 2013.

- KERR, R. A. A north atlantic climate pacemaker for the centuries. *Science*, American Association for the Advancement of Science, v. 288, n. 5473, p. 1984–1985, 2000.
- LI, Y.; LAU, N.-C. Impact of enso on the atmospheric variability over the north atlantic in late winter—role of transient eddies. *Journal of Climate*, v. 25, n. 1, p. 320–342, 2012.
- LIEBMANN, B.; KILADIS, G. N.; VERA, C. S.; SAULO, A. C.; CARVALHO, L. M. Subseasonal variations of rainfall in south america in the vicinity of the low-level jet east of the andes and comparison to those in the south atlantic convergence zone. *Journal of climate*, v. 17, n. 19, p. 3829–3842, 2004.
- LOPARDO, N. *Modelo acoplado para avaliação de vazões mínimas em bacias hidrográficas incorporando a variabilidade climática*. Tese (Doutorado) — Programa de Pós Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Ambiental da Universidade Federal do Paraná, 2016.
- MACDONALD, G. M.; CASE, R. A. Variations in the pacific decadal oscillation over the past millennium. *Geophysical Research Letters*, Wiley Online Library, v. 32, n. 8, 2005.
- MACIAS-FAURIA, M.; GRINSTED, A.; HELAMA, S.; HOLOPAINEN, J. Persistence matters: Estimation of the statistical significance of paleoclimatic reconstruction statistics from autocorrelated time series. *Dendrochronologia*, Elsevier, v. 30, n. 2, p. 179–187, 2012.
- MACLENNAN, B. *Gabor representations of spatiotemporal visual images*. [S.I.]: University of Tennessee. Computer Science Department, 1991.
- MANTUA, N. *The Pacific Decadal Oscillation (PDO)*. 2017. Documento online. Acesso em mar 2018. Disponível em: <<http://research.jisao.washington.edu/pdo/>>.
- MANTUA, N. J.; HARE, S. R. The pacific decadal oscillation. *Journal of oceanography*, Springer, v. 58, n. 1, p. 35–44, 2002.
- MANTUA, N. J.; HARE, S. R.; ZHANG, Y.; WALLACE, J. M.; FRANCIS, R. C. A pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bulletin of the american Meteorological Society*, v. 78, n. 6, p. 1069–1079, 1997.
- MARSHALL, G. . N. C. f. A. R. S. E. *The Climate Data Guide: Marshall Southern Annular Mode (SAM) Index (Station-based)*. 2016. Meio eletrônico. Acesso em: 13 mar. 2018. Disponível em: <<https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/marshall-southern-annular-mode-sam-index-station-based>>.
- MEHTA, V. M. Variability of the tropical ocean surface temperatures at decadal–multidecadal timescales. part i: The atlantic ocean. *Journal of Climate*, v. 11, n. 9, p. 2351–2375, 1998.
- MINOBE, S. Spatio-temporal structure of the pentadecadal variability over the north pacific. *Progress in Oceanography*, Elsevier, v. 47, n. 2-4, p. 381–408, 2000.
- MIRANDA, E. E. de. *Brasil em Relevo. Campinas: Embrapa Monitoramento por Satélite*. 2005. Disponível em: <<http://www.relevobr.cnpm.embrapa.br>>.
- MITCHELL, J. M.; DZERDZEEVSKII, B.; FLOHN, H.; HOFMEYR, W. L.; LAMB, H. H.; RAO, K. N.; WALLEN, C. C. *Climate Change*. [S.I.]: Switzerland, 1966.
- MO, K. C. Relationships between low-frequency variability in the southern hemisphere and sea surface temperature anomalies. *Journal of Climate*, v. 13, n. 20, p. 3599–3610, 2000.
- MO, K. C.; HÄKKINEN, S. Interannual variability in the tropical atlantic and linkages to the pacific. *Journal of Climate*, v. 14, n. 12, p. 2740–2762, 2001.
- MO, K. C.; PAEGLE, J. N. The pacific–south american modes and their downstream effects. *International Journal of Climatology*, Wiley Online Library, v. 21, n. 10, p. 1211–1229, 2001.
- O’KANE, J. P. *Advances in theoretical hydrology: a tribute to James Doo-oge*. Elsevier, 1992. ISBN 044489831X. Disponível em: <[https://www-amazon.com/Advances-Theoretical-Hydrology-Geophysical-Hydrological/dp-/044489831X%3FSubscriptionId%3D0JYN1NVW651KCA56C102%26tag%3Dtechkie-20%26linkCode%3Dxm2%26camp%3D2025%26creative%3D165953%26creativeASIN%3D044489831X](https://www.amazon.com/Advances-Theoretical-Hydrology-Geophysical-Hydrological/dp-/044489831X%3FSubscriptionId%3D0JYN1NVW651KCA56C102%26tag%3Dtechkie-20%26linkCode%3Dxm2%26camp%3D2025%26creative%3D165953%26creativeASIN%3D044489831X)>.

- POZO-VAZQUEZ, D.; ESTEBAN-PARRA, M. J.; RODRIGO, F. S.; CASTRO-DIEZ, Y. An analysis of the variability of the north atlantic oscillation in the time and the frequency domains. *Int. J. Climatol*, v. 20, p. 1675–1692, 2000.
- RASMUSSEN, E. M.; WANG, X.; ROPELEWSKI, C. F. The biennial component of enso variability. *Journal of Marine Systems*, Elsevier, v. 1, n. 1-2, p. 71–96, 1990.
- RAYNER, N.; PARKER, D. E.; HORTON, E.; FOLLAND, C.; ALEXANDER, L.; ROWELL, D.; KENT, E.; KAPLAN, A. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, Wiley Online Library, v. 108, n. D14, 2003.
- REBOITA, M. S.; AMBRIZZI, T.; ROCHA, R. P. d. Relationship between the southern annular mode and southern hemisphere atmospheric systems. *Revista Brasileira de Meteorologia*, SciELO Brasil, v. 24, n. 1, p. 48–55, 2009.
- RICHMAN, M. B. Rotation of principal components. *International Journal of Climatology*, Wiley Online Library, v. 6, n. 3, p. 293–335, 1986.
- ROBERTSON, A. W.; MECHOSO, C. R. Interannual and decadal cycles in river flows of southeastern south america. *Journal of Climate*, v. 11, n. 10, p. 2570–2581, 1998.
- ROBERTSON, A. W.; MECHOSO, C. R.; GARCIA, N. O. Interannual prediction of the paraná river. *Geophysical Research Letters*, Wiley Online Library, v. 28, n. 22, p. 4235–4238, 2001.
- RUIZ-BARRADAS, A.; NIGAM, S.; KAVVADA, A. The atlantic multidecadal oscillation in twentieth century climate simulations: uneven progress from cmip3 to cmip5. *Climate dynamics*, Springer, v. 41, n. 11-12, p. 3301–3315, 2013.
- SABOIA, J. P. J. *Variabilidade interdecadal de precipitação na América do Sul: características, impactos e mecanismos*. Dissertação (Mestrado) — Universidade Federal do Paraná, Setor de Tecnologia, Programa de Ps-Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Ambiental, 2010.
- SCHLESINGER, M. E.; RAMANKUTTY, N. An oscillation in the global climate system of period 65–70 years. *Nature*, Nature Publishing Group, v. 367, n. 6465, p. 723, 1994.
- SHUMWAY, R. H.; STOFFER, D. S. *Time series analysis and its applications: with R examples*. [S.l.]: Springer Science & Business Media, 2010.
- STORCH, H. von; NAVARRA, A. *Analysis of climate variability: Applications of statistical techniques*. [S.l.]: Springer-Verlag, New York, NY (United States), 1995.
- TARY, J. B.; HERRERA, R. H.; HAN, J.; BAAN, M. Spectral estimation—what is new? what is next? *Reviews of Geophysics*, Wiley Online Library, v. 52, n. 4, p. 723–749, 2014.
- TORRENCE, C.; COMPO, G. P. A practical guide to wavelet analysis. *Bulletin of the American Meteorological society*, v. 79, n. 1, p. 61–78, 1998.
- TORRES, M. E.; COLOMINAS, M. A.; SCHLOTTHAUER, G.; FLANDRIN, P. A complete ensemble empirical mode decomposition with adaptive noise. In: IEEE. *Acoustics, speech and signal processing (ICASSP), 2011 IEEE international conference on*. [S.l.], 2011. p. 4144–4147.
- TOURRE, Y. M.; RAJAGOPALAN, B.; KUSHNIR, Y.; BARLOW, M.; WHITE, W. B. Patterns of coherent decadal and interdecadal climate signals in the pacific basin during the 20th century. *Geophysical Research Letters*, Wiley Online Library, v. 28, n. 10, p. 2069–2072, 2001.
- TRENBERTH RONG ZHANG, . N. C. f. A. R. S. E. K. *ATLANTIC MULTI-DECADAL OSCILLATION (AMO)*. 2017. Documento online. Acesso em mar 2018. Disponível em: <<https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/atlantic-multi-decadal-oscillation-amo>>.
- TUCKEY, J. The sampling theory of power spectrum estimates. In: *Symposium on Applications of Autocorrelation Analysis to Physical Problems*. US Office of Naval Research. [S.l.: s.n.], 1950. p. 47–67.

VERA, C.; HIGGINS, W.; AMADOR, J.; AMBRIZZI, T.; GARREAUD, R.; GOCHIS, D.; GUTZLER, D.; LETTENMAIER, D.; MARENGO, J.; MECHOSO, C. et al. Toward a unified view of the american monsoon systems. *Journal of climate*, v. 19, n. 20, p. 4977–5000, 2006.

WILKS, D. S. *Statistical methods in the atmospheric sciences*. [S.l.]: Academic press, 2011. v. 100.

WMO. *World Climate Programme, Commission for Climatology FAQ*. 2016. Disponível em: <<http://www.wmo.int/pages/prog/wcp/ccl/faqs.php>>.

WU, Z.; HUANG, N. E. A study of the characteristics of white noise using the empirical mode decomposition method. *Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, v. 460, n. 2046, p. 1597–1611, 2004.

WU, Z.; HUANG, N. E. Ensemble empirical mode decomposition: a noise-assisted data analysis method. *Advances in adaptive data analysis*, World Scientific, v. 1, n. 01, p. 1–41, 2009.

ZHANG, C. Madden–julian oscillation: Bridging weather and climate. *Bulletin of the American Meteorological Society*, American Meteorological Society, v. 94, n. 12, p. 1849–1870, 2013.

ZHANG, Y.; WALLACE, J. M.; BATTISTI, D. S. Enso-like interdecadal variability: 1900–93. *Journal of climate*, v. 10, n. 5, p. 1004–1020, 1997.